

Untersuchungen zur pleistozänen Harz- Vergletscherung

Poser, Hans
Hövermann, Jürgen

Veröffentlicht in:
Abhandlungen der Braunschweigischen
Wissenschaftlichen Gesellschaft Band 3, 1951,
S. 61-115



Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig

Untersuchungen zur pleistozänen Harz-Vergletscherung*)

Von Hans Poser und Jürgen Hövermann

Mit 14 Abbildungen

Résumé: Cette publication continue la discussion sur le problème d'une glaciation quaternaire dans le Harz. Des preuves d'une glaciation würmienne sont fournies par des méthodes modernes de la morphologie climatique, à l'aide de la morphométrie des galets (indices d'éroulé d'après A. Cailleux), par l'orientation des axes des galets dans les masses accumulées et par la présence des blocs et blocailles erratiques. Les glaciers würmiens sont reconstitués; la limite des neiges se trouvait d'environ 700 m. Cette faible altitude, par comparaison avec la glaciation würmienne des autres montagnes de l'Europe Centrale s'expliquerait par l'existence d'un climat glacial-maritime en Allemagne du Nord et occidentale. Au commencement du Tardiglaciaire la glaciation s'évanouissait; mais certaines formes périglaciaires plus jeunes et une nouvelle dépression de la limite forestière indiquent une nouvelle période d'un climat périglaciaire dans les hauteurs au dessus de 600–700 m à la fin du Tardiglaciaire (Jüngere Dryas-Zeit).

Inhaltsübersicht

Einleitung.

I. Geologische und morphologische Indizien der Harzvergletscherung.

1. Der moränische Charakter der Akkumulationsmassen in den oberen Talstrecken.

- a) Die allgemeinen geologisch-morphologischen Eigenschaften der Talschuttmasse.
- b) Der Zurundungsgrad der Gesteinskomponenten in den Talschuttmassen.
- c) Die Einregelung der festen Gesteinskomponenten in den Talschuttmassen.
- d) Die Ergebnisse weiterer morphologischer Erwägungen.

2. Das Vorkommen erratischen Materials.

II. Die Dimensionen der früheren Gletscher, ihre Schneegrenzen und ihr Alter.

1. Die Eigenschaften der Gletscher.

- a) Größe, Gestalt und Entwicklung der Gletscher.
- b) Die klimatische Schneegrenze und die Schneegrenzdepression.

2. Das Alter der Erscheinungen.

III. Klimageschichtliche Folgerungen.

Zusammenfassung.

Einleitung

Das Problem der Harzvergletscherung umschließt in erster Linie die Frage, ob der Harz im Pleistozän eine Eigenvergletscherung gehabt habe oder nicht. Die Antwort darauf hat eine mehr als regional-morphologische Bedeutung. Durch die Stellung des Harzes als nördlicher Eckpfeiler aller höheren deutschen Mittelgebirge gewinnt sie allgemeinen und grundsätzlichen Wert für andere Zusammenhänge der Glazialforschung und insbesondere für die Beurteilung der eiszeitlichen Klimaverhältnisse Mitteleuropas.

*) Veröffentlichung aus dem „Arbeitskreis für Periglazial-Forschung“ in der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft.

Seit H. K. Zimmermann⁷¹⁾⁷²⁾ im Jahre 1868 erstmalig diese Frage aufwarf, und seit E. Kayser²⁷⁾²⁸⁾ ihr in den achtziger Jahren ausführliche Studien widmete, ist sie nicht mehr außer Diskussion gekommen. Eine relativ umfangreiche Literatur ist seitdem entstanden, deren wesentlichstes Kennzeichen ein bis auf den jüngsten Tag bewahrter und sich in den Extremen der Verneinung und Bejahung bewegender Widerspruch der Meinungen ist*). Durch ihn wird der Stand des Problems als Resultat einer Jahrzehnte langen Forschung charakterisiert.

Dies Ergebnis ist auffallend angesichts des Zeit- und Kraftaufwandes, der dem Problem gewidmet wurde. Es drängt sich daher als nötig auf, sich vor Wiederaufnahme der Fragestellung der Ursachen bewußt zu werden, die die Forschung so lange Zeit praktisch auf der Stelle treten ließen. Nach gründlichem Vergleich der Literatur und entsprechender Kenntnisnahme des Raumes scheint es uns, daß zwei Ursachen vor allem maßgeblich waren. Sie beide näher zu bezeichnen, ist auch im Interesse des Verständnisses für die von uns daraus gezogenen Konsequenzen wünschenswert.

Die eine Ursache liegt in den bedeutenden Schwierigkeiten, vor die sich die Forschung im Harz von vornherein gestellt sah. Während in den Vogesen, im Schwarzwald, im Böhmer Wald und im Riesengebirge ein einwandfrei glazialer Formenschatz mannigfaltiger Art einen eindeutigen Hinweis auf einstige Vergletscherung dieser Gebirge gibt und darum die Frage früherer Vergletscherung hier gar nicht zum umstrittenen Problem werden ließ, ist das in den übrigen Teilen der deutschen Mittelgebirge und insonderheit im Harz nicht der Fall. Der hier aus den Kaltphasen des Pleistozäns überkommene Schatz an Erosionsformen und Akkumulationskörpern ist durchaus mehrdeutig. Er widerspricht keineswegs einer früheren Vergletscherung und läßt sich ihr sogar bis in die Details zwanglos einordnen, er ist aber dennoch — wenigstens nach den bisherigen Kenntnissen seiner Eigenschaften — kein allein für sie sprechender Kronzeuge. Das gilt besonders für die Erosionsformen, im einzelnen wie im ganzen. Die Wände, Steine, Klippen und die schulterartigen Felsleisten an den Talhängen, die trog- oder kastenartigen Talstrecken sowie die zirkus- und karförmigen Talschlüsse und auch gelegentlich beckenförmigen Hohlformen, die allesamt einen recht beachtenswerten Teil in der morphologischen Ausstattung der obersten Taläufe im Harz ausmachen (Abb. 10 bis 13), lassen sich ohne Zweifel mit der Annahme von früheren Gletschern gut in Einklang bringen und leicht aus morphologischen Vorgängen deuten, die von den Gletschern ausgelöst wurden oder mit ihnen in Verbindung standen. Dieselben Formen können aber auch je nach ihrer Eigenart ebensogut plausibel gemacht werden als das Werk der Frostwirkung, des fließenden Wassers oder — soweit es besonders die steilwandigen zirkusartigen Talschlüsse betrifft — als das Werk einer im Jahreslauf langanhaltenden Schnee-Einlagerung und der damit verbundenen Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge. Ihre wirklich richtige Deutung erheischt also schon die vorherige Kenntnis der auf andere Weise erschlossenen Kräfte. Selbst die geglätteten Felspartien sind in der Regel mehrdeutig. Sie sind von echtem Gletscherschliff oft wirklich nicht zu unterscheiden und könnten in den oberen Talstrecken auch sehr wohl das Ergebnis des Eisschurfes sein; nichts spräche jedenfalls grundsätzlich dagegen. Aber die Tatsache, daß sie in den mittleren und unteren Talstrecken im Harz, für die die Frage der Vergletscherung gewiß nicht mehr diskutiert werden kann, ebenso anzutreffen sind wie in den oberen, weist auch auf andere als nur glaziale Entstehungsursachen hin. Vor allem die plattige und schalige Absonderung bestimmter Gesteinsarten wie die der fast überall im Harz vorkom-

*) Negiert wurde die Frage der Harzvergletscherung vor allem durch K. A. Lossen³⁴⁾, eine Zeitlang auch durch E. Wahnschaffe³⁵⁾ in der älteren Literatur, durch A. Rathsburg⁵⁴⁾, H. Lembke³³⁾, A. Penck^{42 bis 44)}, J. Hövermann²³⁾, M. Brusch³⁾, J. Büdel⁴⁾ und in Anlehnung an das Schrifttum von R. v. Klebelsberg²⁹⁾ in der neueren Literatur. Bejaht wurde die Frage von K. H. Zimmermann⁷¹⁾⁷²⁾, E. Kayser²⁷⁾²⁸⁾, Beushausen, Keilhack, Koch und Wahnschaffe als Mitglieder einer 1901 von der Preuß. Geol. Landes-Anstalt eingesetzten Kommission zur Prüfung des Problems²⁾, dann von A. Bode²⁾ und W. Behrmann¹⁾ in älteren, von J. Mainzer³⁸⁾ und P. Woldstedt^{68 bis 69)} in jüngeren Darstellungen. Bejaht wurde sie auch von C. Troll (in jüngeren mündl. und briefl. Äußerungen).

menden Diabase, Hornfelse, Schiefer und Granite leistet der Bildung glatter Felsflächen von gletscherschliffartigem Aussehen unter Mitwirkung von Frost, Abplüsung und Solifluktion in starkem Maße Vorschub.

Ganz ähnlich wie mit den Erosionserscheinungen steht es mit den großen Akkumulationsmassen, die als Decke ungeschichteten Materials die Sohlen der oberen Strecken fast aller Täler im Harz bekleiden. Die Schuttmassen jener Täler, die ihren Anfang im Bereich der höchsten Harzhochflächen nehmen, sind oftmals mit Stufen oder Wällen versehen und haben gerade deshalb in der Literatur am häufigsten zur Erörterung gestanden; aus scheinbar gleich guten Gründen sind sie für die einen Forscher als Moränen, für die anderen als Solifluktionserscheinungen deutbar gewesen. Auch für die gekritzten Geschiebe, die gelegentlich in den Akkumulationsmassen gefunden wurden, kann nicht mit genügender Sicherheit entschieden werden, ob ihre Kritzung eine Schurfwirkung ist von Schuttmassen, die vom Eis, vom Wasser oder durch Solifluktion bewegt wurden.

Die zweite Ursache, die die Forschung nicht über den Gegensatz der Meinungen hinausgelangen ließ, liegt in der Forschungsweise selbst. Jahrzehnte hindurch wurde das Problem mit denselben Methoden behandelt und zwar im wesentlichen mit Methoden, die in den Alpen, auf dem Boden der klassischen Glazialmorphologie, ihre Entwicklung erfahren und sich hier wie in anderen Gebirgen auch bestens bewährt hatten. Ihre Anwendung auf den Harz zeitigte aber jene Divergenz der Ergebnisse. Nichts lehrt deutlicher als dies, daß die gewissermaßen klassischen Methoden bei der Mehrdeutigkeit der Erscheinungen im Harz allein nicht mehr ausreichen, den Weg zu einem allgemein gültigen Ergebnis im Sinne einer Bejahung oder einer Verneinung der Harzvergletscherung zu bahnen. Diese Erkenntnis, die sich aus dem Gang der Forschung geradezu aufdrängt, ist in Jahrzehnten ebensowenig ausgesprochen worden wie die sich logischerweise daraus ergebende Notwendigkeit einer Verfeinerung der Methoden. Hieraus muß die weitere Forschung die Folgerung ziehen. Will sie es nicht nur bei weiteren Meinungsäußerungen bewenden lassen, dann muß sie auf die Heranziehung von Arbeitsweisen bedacht sein, die bisher auf den Fragenkomplex im Harz noch keine Anwendung fanden. Dies ist auch für die vorliegende Untersuchung der leitende Gesichtspunkt geworden, gepaart mit dem zweiten, vorerst als Basis der Betrachtungen möglichst solche Erscheinungen in der Landschaft zu wählen, welchen das geringste Maß an Mehrdeutigkeit eigen ist.

Der Anlaß, das schwierige Problem unsererseits aufzugreifen, war gegeben durch die klimageschichtlichen Untersuchungen des einen von uns. Ihre Ergebnisse lassen das würmeiszeitliche Klima in Mitteleuropa allgemein feuchter erscheinen als von der Mehrzahl der Forscher bis in jüngste Zeit angenommen. Die Neuuntersuchung einer Reihe von eiszeitlichen Erscheinungen und Vorgängen, darunter auch die Schneegrenzdepression, schien daher dringend erwünscht^{45) 46) 50)}. Gemeinsame Unterhaltung hierüber, insbesondere über das wichtige Problem der Harzvergletscherung und der Schneegrenzdepression am Harz, im Frühjahr 1948 ließ erkennen, daß auch wir bezüglich dieses Spezialproblems verschiedenen Standpunkten zuneigten. Während der eine von uns eine würmeiszeitliche Harzvergletscherung aus klimatologischen Erwägungen heraus für möglich hielt, glaubte der andere, sie auf Grund seiner morphologischen Erfahrungen im Harz wenigstens für die Gebiete unter 900 m Höhe als unwahrscheinlich ansehen zu dürfen^{23) 24)}. Gerade diese Abweichung erweckte den Wunsch nach Zusammenarbeit, wobei wir im Urteil über den Stand der Forschung und über die Notwendigkeit einer Verbesserung und Ergänzung der Methoden im obigen Sinne völlig einig waren.

Der Beginn der Geländestudien verzögerte sich seit ihrer Planung um mehr als zwei Jahre. Wir haben das nicht zu beklagen; die Zwischenzeit gab Gelegenheit, uns mit der von A. Cailleux^{5) 6) 7)} entwickelten und von J. Tricart⁸²⁾ weiter geförderten „morphoskopischen“ Methode der Schotteranalyse vertraut zu machen, deren Anwendung auf die Akkumulationsmassen im Harz zumindest eine wesentliche und lehrreiche Hilfe werden sollte. Die Verzögerung brachte den weiteren Vorteil, daß uns Herr J. Tricart zu Anfang unserer Geländearbeiten im Mai 1950 für einige Tage begleiten und uns in der Meßtechnik unterweisen konnte. Er und A. Cailleux sind uns auch hernach noch durch Bereitstellung von Vergleichs-

material in freundlichster Weise behilflich gewesen; und wir haben allen Anlaß, unseren Dank an die französischen Kollegen auch an dieser Stelle zu wiederholen. Außer einigen Tagen im Mai nahmen die Geländearbeiten noch die ganzen August-

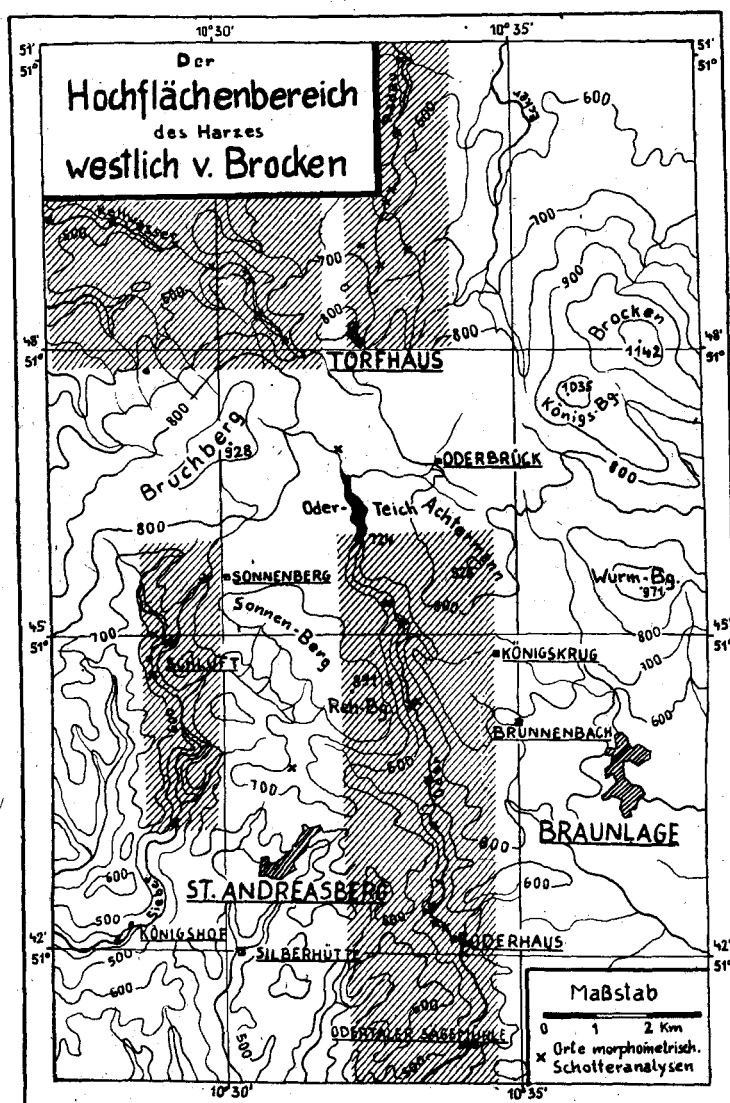


Abb. 1. Der Hochflächenbereich des Harzes westlich vom Brocken. x Orte morphometrischer Schotteranalysen (s. S. 69 f.). Die gestrichelten Flächen bezeichnen den Raum der Abb. 10 bis 13

wochen und mehrere Tage in den Monaten September, Oktober und November 1950 in Anspruch. Sie wären kaum durchführbar gewesen, wenn nicht die Braunschweigische Wissenschaftliche Gesellschaft durch Bildung eines Arbeitskreises für Periglazial-Forschung im Frühjahr 1950 einen organisatorischen Rahmen geschaffen hätte; in dem auch diese Untersuchungen ihre finanziellen Grundlagen finden konnten. Wir danken der Gesellschaft, daß sie auf diese Weise eine Studie

ermöglichte, die inzwischen zur Voraussetzung geworden ist für eine im Harz eingeleitete großmaßstäbige Kartierung der Periglazialerscheinungen, wie sie seitens des genannten Arbeitskreises auch in anderen deutschen Landschaften durchgeführt wird.

Aus naheliegenden Gründen mußten die Untersuchungen auf den Westharz beschränkt bleiben. Selbst hier geboten es der Wunsch nach Intensität und die Kostenfrage, die Geländearbeiten nur auf die wichtigsten der Täler abzustellen, die für die Erörterung des Vergletscherungsproblems überhaupt in Frage kommen können. Die Wahl fiel auf die Täler der Oder, der Sieber, des Kellwassers und der Radau einschließlich auch der Talgabeln, die dem Siebertal als Lange Schluff und Gr. Sonnentäl, dem Kellwassertal als Blochschleife und dem eigentlichen Kellwasser zugehören. Alle diese Täler beginnen im Bereich jener Hochflächen, die sich in einer Höhenlage zwischen 720 und 850 m westlich an den Brocken und Achtermann anlehnen und nach Norden, Westen und Süden ausdehnen (Abb. 1). Von hier schlagen die genannten Täler verschiedene Richtungen ein. Die Oder führt nach Süden, die Radau nach Norden, die Sieber nach Südwesten, das Kellwasser nach Westen. Mit der Wahl gerade dieser Täler sollte von vornherein der Exposition zur Sonne und der Luv- und Leeseitigkeit zu Wind und Niederschlag Rechnung getragen werden.

Innerhalb der Täler wurde aus Gründen weiterer Arbeitsplanung die Betrachtung eingeengt auf das, was zur Lösung der uns gesetzten Aufgabe wesentlich dienlich sein konnte. Dies erforderte im Gelände eine nochmalige eingehende Sonde am Gesamtkomplex des aus der Eiszeit stammenden klimatisch bedingten Formenschatzes, um die Erscheinungen herauszufinden, die mit Verlässlichkeit für oder gegen eine Vereisung zu zeugen vermögen. Das Ergebnis dieser Sonde war, daß es keine Erosions- oder Akkumulationserscheinungen in den oberen Talstrecken des Harzes gibt, die mit absoluter Sicherheit gegen eine Vergletscherung sprechen, daß ferner die Fülle der mehrdeutigen Formen sich zwanglos der Vorstellung einer Vergletscherung einfügen lassen, und daß schließlich unter den Akkumulationserscheinungen und gerade unter den bisher durch Solifluktion gedeuteten solche sind, deren spezielle Eigenschaften Beweise, zumindest aber sehr wichtige Stützen für die Vorstellung einer einstigen Vereisung abgeben. Auf diese letzte Gruppe von Erscheinungen und deren Auswertung beschränkt sich die folgende Darstellung, da es nicht unser Ziel ist, eine die Ganzheit umfassende Glazialmorphologie des Harzes zu schaffen. Eine solche ist jedoch als Fortsetzung und Nutzenanwendung unserer Studie in Vorbereitung genommen worden; wie auch weiter der Plan besteht, Art und Weise der vorliegenden Arbeit in absehbarer Zeit auf andere Teile des deutschen Mittelgebirges auszudehnen.

I. Geologische und morphologische Indizien der Harz-Vergletscherung

1. Der moränische Charakter der Akkumulationsmassen in den oberen Talstrecken

a) Die allgemeinen geologisch-morphologischen Eigenschaften der Talschuttmasse

Wie in der Einleitung bereits angedeutet, sind die Talböden der Oberläufe von Oder, Sieber, Kellwasser und Radau, aber in gleicher Weise auch die Talböden benachbarter Flüsse auf längere Strecken mit einer auffallenden Akkumulationsmasse bedeckt. In allen Aufschlüssen erweist sich diese als eine ungeschichtete Masse, in der höchstens ab und zu einmal kleinere Nester auch geschichteten Materials enthalten sind. Ihre Längenausdehnung ist verschieden. Im Odertal ist sie vom Oderteich talabwärts bis dicht vor das Oderhaus, d.h. auf etwa 8 km Länge, verfolgbar. In den übrigen Tälern hat sie eine geringere Ausdehnung: 2,5 km in den Gabeln des Siebertales, etwa 2 km im Kellwassertal und etwa 1,2 km im Radautal. Die Mächtigkeit dieser die Tal-

böden in ganzer Breite verkleidenden Schuttmasse beträgt im allgemeinen nur einige Meter, schwillt aber im Odertal oberhalb der Einmündung des Dietrichstals unter den Hahnenkleeklippen auf einer Wegstrecke von 1 km auf Werte von 20 bis 25 m an.

Die Oberfläche der Schuttmasse ist sehr oft gekennzeichnet durch eine dichte Anreicherung großer Blöcke, unter welchen sich häufig auch solche von mehreren Kubikmetern Volumen befinden. Sie mag zu einem großen Teil das Ergebnis auch jüngerer Ausspülung von Feinmaterial sein²³⁾. Das sonstige Formenbild der Oberfläche variiert sehr stark und ist zweifellos auf langen Strecken durch eine nachträgliche fluviatile Überarbeitung bestimmt worden, die manchen Forscher auch dort noch von einer Schotterterrasse sprechen ließ, wo lediglich eine Erosionsfläche oder Erosionsterrasse die unmittelbar darunter befindlichen ungeschichteten Massen kappt. Das ist im Odertal häufiger der Fall in der unteren Hälfte des Schuttmassenvorkommens, namentlich zwischen den Einmündungen von Dietrichstal und Morgensterntal. Weiter talabwärts zwischen Morgensterntal und Oderhaus leitet dieselbe Kappungsfläche in gleichem Niveau in eine fluviatile Akkumulationsfläche über. Hier bilden dann geschichtete Schotter die Oberfläche, doch nur als dünne Decke, dem Körper des ungeschichteten Materials aufgelagert. Sehr viel häufiger ist die Schuttmasse in allen Tälern in ihrer Längsrichtung von Wildbachrinnen durchfurcht, die im Sommer meist trocken sind, im Winter und im Frühjahr bei der Schneeschmelze aber vielfach wieder aufleben. Dazu kommt die Zerschneidung durch die rezenten ständigen Bäche oder Flüsse, die sich in allen Tälern, von gelegentlichen Abweichungen abgesehen, namentlich auf der Grenzlinie von Schuttmasse und Talhang gehalten hat und hier fast überall und besonders in den obersten gefällsstärkeren Talstrecken als tiefe Kerbe anzeigt.

Wo solche ältere oder jüngere fluviatile Umwandlung der Oberfläche nicht vorliegt oder zumindest nicht vorzuliegen scheint, sich also der ursprüngliche Charakter der Oberfläche wenigstens einigermaßen erhalten hat, bietet sich ebenfalls noch ein recht wechselvolles Bild dar. An manchen Lokalitäten ist es ein räumlich mehr begrenztes hügeliges Kleinrelief, das, von der nachträglichen Erosion verschont, als Restform das Niveau des heutigen Flusses oder Hauptbaches um einige Meter überragt und auch außerhalb der Hochwassereinflüsse liegt. Es findet sich hauptsächlich in den unteren Teilstrecken der Schuttmasse, im Odertal an mehreren Stellen zwischen Oderhaus und Dietrichstal, in der langen Schluff einige Male beiderseits des heutigen Baches und im Kellwassertal wiederholt zwischen der Vereinigung von Blochschleife und Kellwasser und der Einmündung des Fledermaustales.

Einen anderen, in ihrer ganzen Eigenart einmaligen Ausdruck nimmt die Schuttmasse im Odertal oberhalb der Mündung des Dietrichstales an. Hier, wo der Schutt auf seine Maximalmächtigkeiten von 20 bis 25 m anwächst, wird das Oberflächenbild auf einer Strecke von rund 1 km völlig beherrscht von vier Wällen, die, ihre Nachbarschaft mit steilen Hängen überragend, wie talabwärts weisende Löben ineinander liegen. Auf der linken Talseite nehmen diese Formen Anschluß an den Talhang, auf der rechten bleiben sie davon durch die Oder getrennt. Den Raum zwischen je zwei Wällen nehmen meist gänzlich geschlossene und somit wenigstens oberflächlich abflußlose Hohlformen von kessel- und rinnenartiger Gestalt ein, deren Durchmesser und

Breiten einige bis viele Meter messen. Oberhalb dieses bemerkenswerten Reliefs, das heute infolge Kahlschlages besonders gut übersehbar ist, vermindert sich die Mächtigkeit der Schuttmassen wieder sehr schnell. In größerer Breite der Talung herrschen dann wieder bis zum Oderteich die fluviatilen Umwandlungsformen vor; aber an den Hängen, als Leisten und als Nischenfüllung, erreicht die Schuttmasse auch hier mehrfach ein den Wasserspiegel um mehrere Meter übertreffendes Niveau. Analoga zu den oben beschriebenen lobenförmigen Wällen gibt es in den übrigen Tälern nicht; und doch sind auch hier genau so wie im Odertal auf etwa halber Strecke der Längsausdehnung der Talschuttmasse verwandtschaftlich anklingende Formen vorhanden, nicht gerade von lobenförmiger Gestalt, aber doch jeweils als sehr markante Blockstufe ausgeprägt, die, einige Meter hoch, quer das Tal durchzieht und im einen oder anderen Falle seitlich vom Flusse angerissen ist. Wie für das Odertal jene Wälle, sind für die übrigen Täler diese Stufen als bemerkenswerte Erscheinungen mit in die Karten Abb. 10 bis 13 aufgenommen worden.

Wieder ein anderes Bild bietet sich in den obersten Talstrecken, z. T. im Übergang zu den Ursprungsmulden dar, und zwar besonders dann, wenn diese Ursprungsmulden trotz Steilheit ihres Gefälles in mehr fließendem Übergang zu den Hochflächen hinaufführen, wie es im Großen Sonntental, in der Langen Schluff, in der Blochschleife und im Radautal der Fall ist. Hier sind überall die Schuttmassen, meist mit einer Decke grober Blöcke versehen, schon bald unterhalb des Talursprungs gewaltig massiert zu Formengebilden, die weitgehend der Vorstellung entsprechen, die man sich von einem Blockstrom oder auch von einem Blockgletscher zu machen pflegt. Doch ist in Abweichung von diesen Formen ihre Oberfläche im Querschnitt nicht gewölbt, sei es denn, nachträgliches randliches Einschneiden der rezenten Dauerbäche habe eine solche Wölbung erst erzeugt. Einen von allen diesen Verhältnissen wieder ganz abweichenden Ausdruck hat der Talschluß des Kellwassers. Von hohen steilen Felswänden und Blockhalden zirkusartig umrahmt, ist sein Boden auf mehrere hundert Meter Länge bar jeder Blockschuttdecke. Erst nachdem der Talboden über einer felsigen Stufe abgebrochen ist und dann zur Vereinigung mit der Blochschleife übergeht, setzt die starke Anreicherung von Blockschutt auch hier ein. Über die Verhältnisse im Talschluß der Oder lassen sich keine präzisen Angaben machen, weil sie der Beobachtung durch den Oderteich und weitgehend auch durch Moor entzogen sind.

Die ursprünglicheren Formen, das lehrt der Überblick und zeigen auch die Karten Abb. 10 bis 13, sind den Talschuttmassen in allen Tälern am besten in der oberen Hälfte ihres Vorkommens bewahrt geblieben; während die untere Hälfte die stärkeren nachträglichen fluviatilen Umwandlungen erfahren hat.

Die seitliche Staffage dieser Formenwelt der Talgründe, in der sich Jung- und Altformen mit der soeben geschilderten unterschiedlichen Akzentuierung vereinigen, ist ein bunter Wechsel von Klippen, hohen Blockschutthaldden und Solifluktionshängen sowie seitlich aus Nebentälern heraus vorgebauten Schwemmschuttfächern. Sie alle, die hier nur erwähnt werden, um das Bild über das Milieu abzurunden, sind aus den beigefügten Kärtchen (Abb. 10 bis 13) ersichtlich. Was die Klippen betrifft, so sind sie vornehmlich an die Hornfelse, Schiefer, Quarzite und Grauwacken der Silur- und Devon-Formation gebunden, auch, aber nicht so oft, an die verschiedenen Granitvarietäten. In

der weiteren Darstellung sollen sie keine Rolle mehr spielen, weil sie, wie in der Einleitung schon hervorgehoben, über den ganzen Harz verbreitet sind und zwingende Zeugen weder für noch gegen die Vergletscherung sind. Eine solche allgemeinere Verbreitung haben auch die vorzeitlichen Blockschutthalden, Solifluktionshänge und Schwemmschuttfächer; aber diese gewinnen noch eine Bedeutung für die Datierung und die klimageschichtliche Auswertung der morphologischen Formen und Vorgänge und werden darum später noch etwas ausführlicher in die Betrachtung einbezogen werden.

Nach diesem kleinen Exkurs in die Hangpartien der Täler sei die Frage nach der Herkunft des Talschuttes und zugleich die Frage nach den bewegenden Agenzien gestellt. In allen Aufschlüssen stellt sich die Schuttmasse als ein Materialgemisch dar aus großen Blöcken, darunter auch solche von 4 bis 6 Kubikmeter Inhalt, aus mittelgroßem bis kleinem Gesteinsschutt und sandiggrusigem sowie auch toniglehmigem Feinmaterial. Der Anteil der einzelnen Körnungskomponenten an diesem Gemisch variiert von Fall zu Fall. Bald ist das feine Material die Grundmasse, in der die großen Komponenten gewissermaßen schwimmen; bald tritt das Feinmaterial zurück und läßt die Masse des Groben als Block- und Steinpackung erscheinen. Schichtung ist, wie bereits gesagt, nur auf gelegentliche kleine Nester innerhalb der Masse beschränkt, kommt aber in der talabwärtigen Hälfte der Talschuttstränge vergleichsweise häufiger vor als in der talaufwärtigen Hälfte. Sie kann z. T., aber nicht unbedingt, nachträglich oder sekundär entstanden sein. Aufs ganze gesehen erweist sich die Schuttmasse in ihrem inneren Gefüge wenigstens auf den äußeren Augenschein hin als strukturlos. Einige Besonderheiten, die das Bild in gleichem Sinne ergänzen, mögen hernach in einen anderen Zusammenhang gestellt sein.

Auch im Hinblick auf die gesteinsmäßige Zusammensetzung ist die Schuttmasse ein Gemisch. Gegen Ende ihres Vorkommens im Odertal entnimmt man ihr beispielsweise zu nahezu gleichen Teilen Grauwacke, Tonschiefer und verschiedene Granitvarietäten, sodann in nachgeordneter Menge Quarzit, Diabas, Gangquarz und Kalk. Alle diese Gesteinsarten stehen oberhalb der Entnahmestelle an. In ihrem Mittelteil, im Bereich der großen Schuttanhäufungen im Odertal, enthält die Schuttmasse hauptsächlich große rundliche Granitblöcke, dann kleinblockige Grauwacke und ferner Stücke von Acker-Bruchberg-Quarzit. Wieder handelt es sich um Gesteinsarten, die oberhalb dieser Stelle als Anstehendes vorkommen, wobei der Acker-Bruchberg-Quarzit auf einen langen Transportweg aus dem Hochflächenbereich westlich des Oderteiches hinweist. So wie hier ist es im Prinzip auch in den anderen Tälern. Die Durchmischung der Gesteine im Talschutt zeigt an jeder beliebigen Stelle an, daß dieser nicht lokal im Talgrund nur durch das Zusammenströmen von Hangschutt aus dem unmittelbar benachbarten Talgehänge zustande kam, sondern durch eine talabwärts gerichtete Bewegung, die alle aus den jeweils oberen Talstrecken herrührenden Gesteinskomponenten zusammenführte und durchmischte. Dabei kann nicht an einen Fluß als bewegendes Agens gedacht werden. Die Schichtungslosigkeit der Schuttmasse schließt das aus und läßt nur diese beiden Möglichkeiten: Bewegung durch Solifluktion oder Bewegung durch Gletscher.

Das ist die Kernfrage, vor die der Formenschatz und sein innerer Aufbau stellen, die Kernfrage, vor die sich auch schon wenigstens für kleine Teile der Schuttmasse die bisherige Forschung gestellt sah. Man kann sie auf dem beschrittenen Wege der morphologischen Analyse unter Einbeziehung der jüngsten Erfahrungen der Periglazial-Forschung ihrer Lösung noch näher bringen, als das bisher möglich war. Doch sei zuvor der Versuch gemacht, den Talschuttmassen mit anderen Mitteln eine noch weitergehende Kenntnis ihrer Eigenschaften abzugewinnen. Zwei Methoden bieten sich dafür insonderheit an, die „morphoskopische“ Schotteranalyse nach A. Cailleux und eine Analyse der Textur der Schuttmassen auf der Grundlage einer Regelungsanalyse der Schotter.

b) Der Zurundungsgrad der Gesteinskomponenten in den Talschuttmassen

Nur der Weg vergleichender Betrachtung führt uns in unserem Vorhaben voran. Darum ist es im folgenden nötig, den Blick außer auf den ungeschichteten Talschutt auch auf andere Akkumulationsmassen zu richten.

Vergleicht man die festen Gesteinskomponenten der Talschuttmasse mit solchen gleicher Größenordnung und gleicher Gesteinsart — etwa Granit, Quarzit oder Grauwacke — aus dem fluviatilen Schotterkörper, der sich überall den Talschuttmassen an ihrem unteren Ende unmittelbar anlegt, und weiterhin besonders mit jenen solifluidalen Wanderschuttmassen von Gehängen, für die unter keinen Umständen mit der Möglichkeit einer früheren Vergletscherung gerechnet zu werden braucht, dann lehrt schon allein der Augenschein charakteristische Unterschiede. Innerhalb des fluviatilen Schotterkörpers haben die Schotter einen hohen Zurundungsgrad und fügen sich ganz der üblichen Vorstellung von Flußschottern ein. Innerhalb der Talschuttmasse treten dagegen stark gerundete Gesteinskomponenten ganz zurück, werden kantengerundete absolut vorherrschend; und innerhalb der Wanderschuttmassen dominieren ebenso absolut die scharfkantigen gegenüber wenigen kantengerundeten und noch weniger stärker gerundeten. Mit Bezug auf den Zurundungsgrad und damit zugleich Abnutzungsgrad der Gesteinskomponenten ergibt sich also schon durch einfache Beobachtung eine Gruppierung mit deutlichen Zäsuren, in der die Talschuttmassen in der Mitte stehen zwischen den Gehängeschuttmassen auf der einen und den fluviatilen Schotterkörpern auf der anderen Seite.

Um die Vergleiche auf die Basis exakter Messungen zu bringen, kann man sich des von A. Cailleux^{5) 6) 7)} aufgestellten Zurundungsindex bedienen, der einen wesentlichen Teil der von ihm kürzlich entwickelten und von J. Tricart⁶²⁾ weiter geförderten Methode der „morphoskopischen“ Schotteruntersuchung ausmacht. Über ihre einfache Verwendbarkeit im Gelände und Fruchtbarkeit für die klimatisch-morphologische Forschung haben wir bereits an anderer Stelle berichtet²⁶⁾. Die Formel für den Zurundungsindex lautet $\frac{2r}{L}$, worin L die größte Länge des Schotters ist und r den kleinsten Zurundungsradius darstellt, der sich in der Umrandung der Hauptschnittebene des Schotters findet, wobei als Hauptschnittebene diejenige definiert ist, in der L als größte Längsachse und l als größte Querachse sich rechtwinklig schneiden. Bei An-

wendung der Formel und Durchführung der Messung und Rechnung in Zentimeter auf dritte Stelle nach dem Komma ergeben sich stets Werte, die zwischen 0,001 und 1,000 liegen. Je scharfkantiger das Material ist, desto kleiner wird der Index, oder je kleiner der Index ein um so scharfkantigeres Material bezeichnet er. Es empfiehlt sich die Multiplikation dieser Werte mit 1000, damit die Auswertung in ganzen Zahlen (1 bis 1000) erfolgen kann. Zur Ausschaltung von Zufälligkeiten und zur Bereitung gut vergleichbarer Ergebnisse sollten an jeder Meßstelle, wie wir es getan haben, möglichst 100 Schotter gemessen werden, wobei die Erfahrung nahe legt, solche der Hauptachsenlänge 2 bis 15 cm zu wählen. Die Meßergebnisse der einzelnen Meßstelle lassen sich in einem Diagramm darstellen. Wir sind dabei dem von J. Tricart⁸²⁾ gegebenen Beispiel des „Histogramms“ gefolgt, benutzen jedoch den Ausdruck „Morphogramm“ dafür²⁶⁾. Die 100 Messungen werden zu diesem Zweck auf die Indexgruppen 0 bis 50, 51 bis 100, 101 bis 150 usw. aufgeteilt. Diese Gruppen gelangen auf der Abzisse und die auf die entfallenden Zahlen der Meßwerte, die prozentischen Anteilen entsprechen, auf der Ordinate zur Abtragung.

Durch ihre Messungen, die sich im wesentlichen als Einzelmessungen in weiter Streuung auf einen großen Raum verteilen, sind A. Cailleux und J. Tricart bereits zu der wichtigen, durch unsere Messungen hernach auch bestätigten Feststellung gelangt, daß jeder Ablagerung je nach den Kräften bzw. Medien, die sie transportierten und zum Absatz brachten, eine bestimmte Form des Diagramms oder Morphogramms eigen ist. In umgekehrter Nutzanwendung des Verfahrens bedeutet das, daß — ausreichendes Vergleichsmaterial vorausgesetzt — aus dem Morphogramm einer genetisch noch unbekannten Akkumulationsmasse auch auf die Kräfte geschlossen werden kann, die sie transportierten und ablagerten. Auf dem Hintergrund solcher Zusammenhänge schien es daher zunächst das Einfachste, Morphogramme der ungeschichteten Talschuttmasse, die nach bereits vorausgegangener morphologischer Analyse nur Solifluktionsmasse oder Moräne sein kann, mit solchen Morphogrammen zu vergleichen, die die französischen Kollegen an bekannten Solifluktionsmassen und bekannten Moränen gewonnen haben. Solche Vergleiche sind auch mit durchaus befriedigendem Resultat durch Korrespondenz mit J. Tricart durchgeführt worden. Dennoch fühlten wir uns besonders durch die noch junge Anwendung der Methode zu dem Versuch veranlaßt, die morphometrischen und physiologischen Eigenschaften der Talschuttmasse möglichst aus dem Untersuchungsraum selbst durch Vergleiche mit den Solifluktionsmassen der Hänge und dem an den Talschutt anschließenden Schotterkörper zu bestimmen. Die Ergebnisse haben die Mühe vollauf gelohnt. Durch mehr als 5000 Messungen auf über 50 Meßstellen, die in relativ enger Folge zu Profilen geordnet durch die Talschuttkörper, die fluviatilen Schotterkörper und den benachbarten Gehängeschutt gelegt wurden, haben sich wesentliche Einblicke auch in die Vorgänge der Zurundung und damit in die dynamisch-physiologische Unterscheidbarkeit der verschiedenen Ablagerungen ergeben.

Obleich hier in der Suche nach der genetischen Wesensart der Talschuttmassen die an sie talabwärts anschließenden fluviatilen Schotter der Akkumulationsterrasse nicht so sehr interessieren, sollen hier doch wenigstens einige Diagramme daraus zur Erweiterung der Vergleichsmöglichkeiten gegeben und kurz erörtert werden. Eine ausführlichere Darstellung auch fluviatiler

Morphogramme findet sich in einer anderen gemeinsamen Arbeit über diesen Gegenstand²⁶). Abb. 2 enthält mit den Morphogrammen *e* und *f* Beispiele für Schotter aus dem heutigen Flußbett im Bereich der Talschuttmasse. Die übrigen Morphogramme *a* bis *d* beziehen sich auf Schotter aus der würmeiszeitlichen Oberen Niederterrasse*) des Odertals. Sie sind von links nach

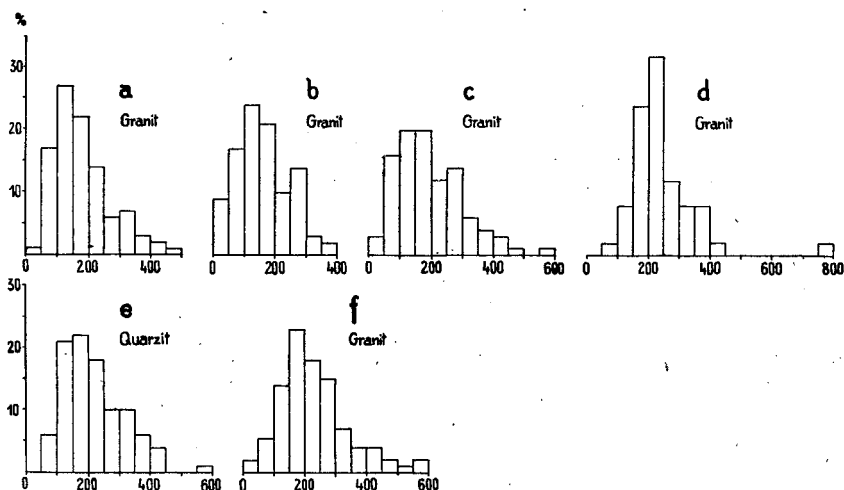


Abb. 2. Morphogramme fluviatiler Schotter. *a*, *b*, *c*, *d* aus der Oberen Niederterrasse des Odertales, von links nach rechts talabwärts geordnet

- a* in der Wurzel der Oberen Niederterrasse wenig oberhalb von Oderhaus, 435 m Höhe
- b* Obere Niederterrasse beim Oderhaus, 425 m Höhe, 500 m Abstand von *a*
- c* Obere Niederterrasse unterhalb des Oderhauses, 200 m Abstand von *b*
- d* Obere Niederterrasse bei der Sägemühle Odertal, 2 km Abstand von *c*
- e* Aus dem rezenten Bachbett des Radautales
- f* Aus dem rezenten Wildbachbett des Odertales, östl. vom Sarghai. Transportweg ca 1 km

rechts im Sinne des Talgefälles geordnet und verteilen sich auf eine Strecke von 2,5 km. Das erste Diagramm gehört der Partie des Odertales an, wo der fluviatile Schotterkörper seine Wurzel hat. In ihrer Abfolge talabwärts zeigen die Morphogramme eine charakteristische Veränderung, die der mit wachsendem Transportweg zunehmenden Zurundung der Schotter entspricht; der an sich schon schwache Prozentsatz sehr kleiner Indizes unter 100 wird weiter verkleinert, und das Maximum, das bei Granit zu Anfang in der Indexgruppe 100 bis 150 lag, verlagert sich auf höhere Indexgruppen. Daß diese Veränderung zwischen den Morphogrammen *c* und *d* sehr viel sichtbarer wird als zwischen den anderen Morphogrammen, liegt daran, daß der Abstand zwischen diesen beiden Morphogrammen mit 2 km sehr viel größer ist als zwischen *c* und *b*, wo er 200 m, und zwischen *b* und *a*, wo er 500 m beträgt. Nach bekannter Erfahrung gilt, daß Schotter im Fluß, wenn äußere störende Einflüsse ausgeschaltet bleiben, nach einem Transport von 3 bis 5 km Gestalt und Proportion angenommen haben, die gewissermaßen einem Gleichgewicht entsprechen

*) Die Verfasser bedienen sich hier wie im folgenden der von H. Mensching^{29a)} verwendeten Nomenklatur für die würmeiszeitlichen Terrassen, ohne sich sonst mit den Ansichten Menschings, insbesondere über die Untere Niederterrasse, zu identifizieren.

zwischen dem transportierten Material und den angreifenden und transportierenden Kräften. Ein soweit geformtes Material behält theoretisch gesehen trotz fortschreitender Verkleinerung im weiteren Transport die Idealproportionen bei, wenn äußere Einflüsse fern bleiben. Sein Morphogramm müßte dann fortan annähernd konstant bleiben. Messungen in längeren Talzügen haben das bestätigt²⁶⁾. Die hier wiedergegebenen Morphogramme Abb. 2a bis d bedeuten dafür jedoch weder Beleg noch Gegenargument, da sie über eine zu kurze Strecke verteilt sind. Sie sollen auch nur den Prozeß der Schotterzurundung an sich veranschaulichen. Vergleichende Untersuchungen haben gezeigt, daß die Schnelligkeit der Zurundung unter anderem von der Festigkeit des Gesteins abhängt. Unter sonst gleichen Bedingungen wird z. B. Granit schneller zugerundet als Quarzit²⁶⁾. Weiter ergab sich, daß die Lage des Maximums von fluviatilen Morphogrammen namentlich zu Anfang einer an der Wurzel einer Akkumulationsterrasse beginnenden Reihe wesentlich mitbestimmt wird durch den Zurundungsgrad, den das Material mitbringt, wenn es aus einem anderen Medium kommend in den fluviatilen Transport übergeht. Bei fluviatilen Schottern, die aus dem Talschutt hervorgingen, liegt im Morphogramm das Maximum schon um mindestens ein bis zwei Indexgruppen weiter nach rechts als bei Schottern gleichen Gesteins und gleichen Transportweges, die aus einem Solifluktionsschutt hervorgingen. Wenigstens im Anfang des fluviatilen Transports vererben sich also die mitgebrachten Eigenschaften und kommen auch sehr deutlich in den entsprechenden Morphogrammen zum Ausdruck²⁶⁾.

Sehen wir von den hier angedeuteten, vom Hauptproblem uns wegführenden Unterschieden ab, so haben alle fluviatilen Morphogramme doch einen verhältnismäßig gleichartigen Ausdruck. An ihrem Aufbau sind mehrere Indexgruppen beteiligt, so daß die Basis jedes Morphogramms vergleichsweise breit erscheint, wobei die Gipfelbildung sich in mittleren Grenzen hält. Sehr klein ist der Anteil der kleinen Indizes; weit mehr als 50% der Schotter entfallen in jedem Diagramm auf die Indizes größer als 100. Diese gemeinsamen Züge sind es, die die fluviatilen Morphogramme zu einem Typ vereinigen, von dem sich die Morphogramme anderer Ablagerungen als gänzlich andersartig abheben.

Abb. 3 enthält nun eine Reihe von Morphogrammen, beruhend auf Granit-, Grauwacke- und Quarzitzeröllen, die einwandfrei solifluidalem Wanderschutt entnommen sind, der seinerseits aus dem Verwitterungsschutt höherer Hangteile hervorging. Die Lokalitäten gehören dem Gehänge der näheren und weiteren Nachbarschaft der fraglichen Talschuttmasse an. Schon der flüchtige Vergleich der Diagramme unter sich und mit jenen der Abb. 2 läßt einen neuen und besonders reinen Typ erkennen. Wie der Augenschein schon lehrte, überwiegt das scharfkantige Material: alle Solifluktionsmorphogramme sind charakterisiert durch ein hervorragendes Maximum der Indexgruppe 0 bis 50 und die überaus schwache Vertretung von Indizes über 150. Die ersten Morphogramme (a bis d) zeigen das ganz prononciert und stimmen nahezu ganz überein trotz der Verschiedenheit des Gesteins. Ihre Übereinstimmung gestattet den Schluß, daß die unterschiedliche morphologische Wertigkeit an sich fester und auch in der Solifluktionsmasse fest bleibender Gesteine keinen nennenswerten Einfluß auf deren physiologische Beschaffenheit als Geschiebe nimmt.

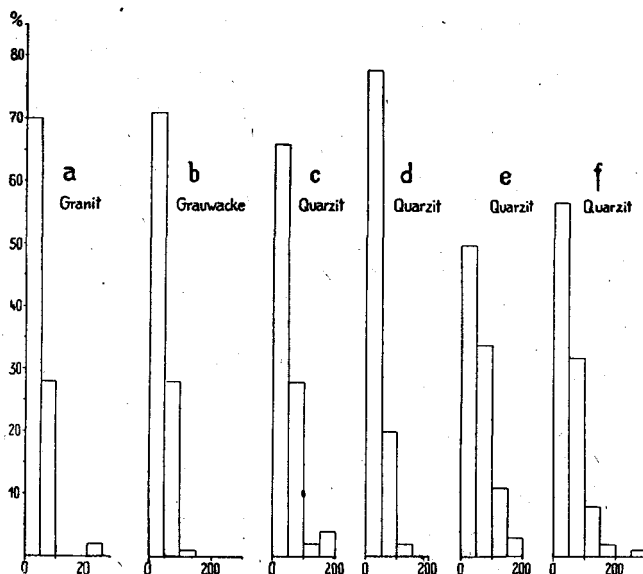


Abb. 3. Morphogramme von Solifluktionsmaterial
 a Odertal, rechter Talhang am Sarghai, Granit, Transportweg 100 m
 b Andreasberger Hochfläche, zwischen Kleinem und Großem Sonnenberg, Grauwackenhornfels, Transportweg 100 m
 c Mariental, Südharz, Quarzit, Transportweg 100 m
 d Radautal, westlich vom Abbestein, 640 m Höhe, Quarzit, Transportweg 200 bis 500 m
 e Mariental, Südharz, Quarzit, Transportweg 700 m
 f Odertal, 730 m Höhe, Quarzit, Transportweg 1500 m

Instruktiv und im Ergebnis für unser Hauptproblem besonders wichtig ist ein Vergleich der Morphogramme *c* bis *f*, die gleiches Gestein betreffen und annähernd gleichen Böschungsgraden angehören, aber bezüglich der Länge des Transportweges sich unterscheiden. Diese beträgt für *c* 100 m, für *d* 200 bis 500 m, für *e* 700 m und für *f* 1500 m. Die Diagramme veranschaulichen eine bei wachsender Transportlänge fortschreitende Verringerung des Maximums der Indexgruppe 0 bis 50 zugunsten der nächsten und übernächsten Indexgruppen, also eine mit dem Transportweg fortschreitende Zurundung. Dieser Prozeß hört aber schon nach einigen hundert Metern auf, noch ehe das Maximum der Indexgruppe 0 bis 50 gänzlich abgebaut ist. Die Morphogramme *e* und *f* für 700 m und 1500 m zeigen ihn nicht mehr an, sondern bekunden vielmehr eine Konstanz der physiologischen Eigenschaften von mindestens 700 m an. Das Ergebnis lehrt, daß auch für ein Solifluktionsmaterial jener oben für die fluviatilen Schotter festgestellte Sachverhalt gilt, daß die Geschiebe nach bestimmter Weglänge der Transportkraft und dem Transportmedium gemäß Idealproportionen und damit auch einen Idealindex erhalten. Beide unterliegen bei weiterem Transport und weitergehender Verkleinerung der Geschiebe nur noch Schwankungen innerhalb sehr enger Grenzen, so daß Morphogramme aus der Summe von Geschieben fortan annähernd konstant bleiben, sofern nicht neue fremde Einwirkungen von außen wie Frostsprengung usw. modifizierend eingreifen. Bei der Solifluktion einer Schuttmasse, die durch Verwitterung eines höhenwärts anstehenden Gesteins

geschaffen wurde, werden diese konstanten Eigenschaften nach den hier erwähnten Beispielen spätestens bei 700 m Transportweg sichtbar, nach unseren sonstigen bisherigen Messungen etwa nach 500 bis 700 m erworben. In einem solchen Fall der Bildung der Solifluktionsmasse aus dem Verwitterungsschutt verschiebt sich nach allen unseren Messungen und Erfahrungen das Maximum im Morphogramm in der Regel nicht aus der ersten Indexgruppe weg, mag der Transportweg auch noch so weit sein. Wir haben das auch außerhalb des Harzes am Buntsandstein des Meißner bestätigt gefunden; während andere, chemisch stärker anfällige Gesteine wie beispielsweise Basalt infolge nach-eiszeitlich starker chemischer Beanspruchung innerhalb der Solifluktionsmasse ein für unsere Vorzeitformenbetrachtung völlig irreleitendes und auch effektiv unreelles Diagramm liefern.

Abb. 4 gibt nunmehr Morphogramme aus der genetisch unbekannten ungeschichteten Schuttmasse der Talböden. Die obere Reihe bezieht sich vornehmlich auf das Odertal. Die Diagramme *a* bis *d* darin folgen einander im Tallauf von oben nach unten. Das Morphogramm *e* ist angeführt worden zum speziellen Vergleich mit *c*. Beide entstammen der gleichen Lokalität, sind aber verschieden im Gestein. *f* ist ein einzelnes Beispiel aus dem Radautal. Die untere Reihe bringt in *g* bis *i* Messungen aus dem Kellwassertal und in *j* bis *l* aus dem Siebertal. Beide Gruppen sind wieder von links nach rechts talabwärts geordnet. In den einzelnen Tälern verteilen sich die Morphogramme auf größere Talstrecken, im Odertal auf 7 km, im Kellwassertal auf 2,3 km, im Siebertal auf etwas über 2 km. An Gesteinsarten repräsentieren sie Granit, Quarzit und Grauwacke.

Die Summe der Morphogramme dokumentiert wieder einen besonderen Typ, der sich nicht nur vom Flußschotter-Morphogramm, sondern auch vom Solifluktionsmorphogramm mit absoluter Deutlichkeit unterscheidet. Das Maximum liegt nicht mehr in der ersten Indexgruppe wie bei der Solifluktion, sondern bei allen Morphogrammen im allgemeinen gut ausgeprägt in den Gruppen 50 bis 100. Indizes unter 50, die für das Solifluktions-Morphogramm das entscheidende Merkmal bilden, sind besonders schwach vertreten. Dagegen sind Indizes über 100 und auch solche über 150 vergleichsweise reichlicher vorhanden; erst die Indizes über 200 sind wieder spärlich. Schon in diesen allgemeinen statistischen Merkmalen der Morphogramme liegen prinzipielle Abweichungen vom Solifluktions-Morphogramm. Diese Abweichungen verstärken sich noch, wenn wir wiederum den Blick auf die physiologisch-dynamischen Verhältnisse werfen.

Gemessen an den generellen, diesen neuen Typ charakterisierenden Eigenschaften zeigen die einzelnen Morphogramme graduelle Variationen. Eine besteht darin, daß in allen Morphogrammen des morphologisch härteren Quarzits das Maximum in der zweiten Indexgruppe durchschnittlich 8 bis 10% höher ist als in den Morphogrammen der Grauwacke und des Granits. Auch der Anteil in der ersten Indexgruppe ist in der Regel merklich größer. Die Morphogramme Abb. 4 *c* und *e*, Quarzit und Granit, sind in dieser Hinsicht besonders streng vergleichbar, da sie beide der gleichen Lokalität angehören und sich auch bezüglich der Länge des Transportweges des Materials nicht wesentlich unterscheiden. Die Variation besagt stärkere und schnellere Zurundung des Granits, aufs Ganze gesehen aber auch der Grauwacke gegenüber

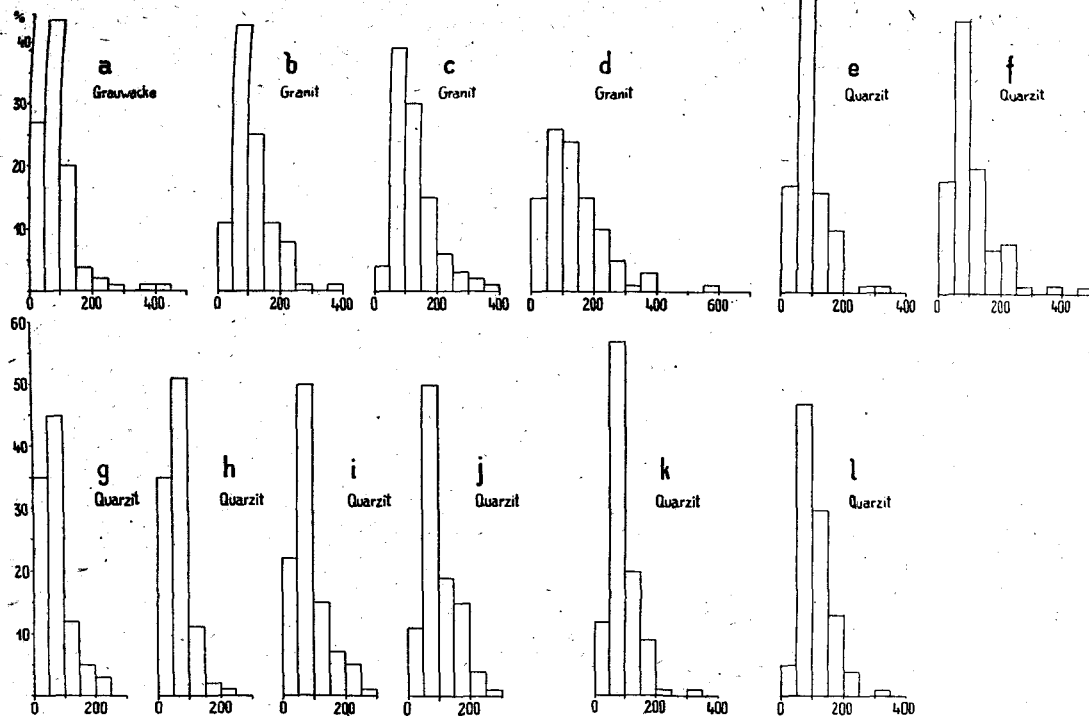


Abb. 4 Morphogramme von Geschieben des ungeschichteten Talschuttes.

- a bis e Morphogramme aus dem Odertal, davon a bis d in der Anordnung talabwärts
 a Odertal, rechte Talseite, aus der Mündung des Rollsteinlochs. Grauwackenhornfels. Transportweg ca 2,5 km.
 b Talboden Odertal, 560m Höhe. Granit. Unterh. Hahnenklee
 c Talgrund Odertal, am Schachtelkopf 460 m Höhe. Granit
 d Talgrund Odertal, 435 m Höhe, ca 500 m oberhalb Oderhaus. Granit
 e Talgrund Odertal, Schachtelkopf. 460 m Höhe. Quarzit. (Derselbe Aufschluß wie c)
 f Radautal. Talgrund, 640 m Höhe

- g bis l Morphogr. aus dem Kellwassertal, talabwärts geordnet
 g Talgrund an der Mündung der Blochschleife 630 m Höhe. Transportweg 300 bis 700 m
 h Talgrund eben oberh. d. Mündung des Nabetals, 600m Höhe
 i Talgr. am Ende der ungeschichteten Schuttmasse, 545 m Höhe, ca 200m unterhalb der Mündung des Fledermaustales
 j bis l Morphogramme aus dem Siebertal.
 j Großes Sonnentäl, Talgrund, 680 m Höhe. Transportweg 300 bis 700 m
 k Großes Sonnentäl, Talgrund, 580 m Höhe, 1,5 km unterh. j
 l Lange Schluff, Talgrund, 580 m Höhe

dem festeren Quarzit und bringt damit zum Ausdruck, daß der Gesteinsfaktor die physiologischen Verhältnisse recht merklich mitbestimmt hat. Darin unterscheidet sich die Talschuttmasse in einem weiteren Punkte sehr wesentlich von der Solifluktionsmasse, für die kein so betonter Einfluß des Gesteins — gemeint sind immer nur die festeren Gesteine — nachweisbar war.

Einige Morphogramme wie die der Abb. 4a, g, h weisen in der ersten Indexgruppe auffallend höhere Prozentsätze auf als die übrigen Morphogramme, kennzeichnen also eine Schuttmasse mit relativ hohem Anteil scharfkantiger Gesteine. Ihre Meßstellen liegen aber bezeichnenderweise dicht am Talgehänge, so daß der Verdacht geweckt wird, daß in diesen Fällen der höhere Anteil scharfkantigen Schuttes der Talschuttmasse während ihres talabwärts gerichteten Transportes seitlich vom Gehänge her durch Solifluktion zugeführt wurde. Ein solcher Vorgang kann aber nicht lokal beschränkt gewesen sein, sondern wird sich praktisch auf allen Talhängen vollzogen haben, so daß wir es wahrscheinlich in den vergleichsweise höheren Anteilen scharfkantigen Schuttes in Hangnähe nur mit heute noch sichtbaren Resten einer eventuell größeren Masse von Solifluktionsschutt zu tun haben, der von den Hängen herab in den Talweg gelangte und dort seine, dem Solifluktionstransport gemäßen Idealproportionen verlor. Den Verlust ihrer spezifischen physiologischen Eigenschaften im Sinne eines Abbaus des Maximums in der ersten Indexgruppe zugunsten eines Aufbaus eines Maximums in der zweiten Indexgruppe kann die Solifluktionsmasse aber nur erfahren haben, wenn sie im Talgrund in ein völlig anderes Transportregime gelangte, von einer anderen Transportkraft und einem anderen Transportmedium aufgenommen wurde, die ihr die neuen Eigenschaften aufprägten.

Die größte Abweichung vom allgemeinen Typ weist das Morphogramm Abb. 4d auf. Lassen wir dieses im Augenblick außer acht, um es hernach noch näher zu besprechen, und fassen zunächst nur die Abfolge der Morphogramme der einzelnen Täler talabwärts ins Auge, Abb. 4a bis c fürs Odertal, g bis i fürs Kellwassertal und j bis l fürs Siebertal; dann lassen sich von Morphogramm zu Morphogramm neben den genannten graduellen Variationen keine prinzipiellen Veränderungen wahrnehmen. Die Morphogramme bewahren in ihrer Abfolge selbst über so große Entfernungen, wie sie im Odertal mit rund 7 km dem Vergleich zu Gebote stehen, eine relativ große Konstanz ihres Aufbaus und Ausdrucks. Das heißt, daß auch dem Talschutt ziemlich konstant bleibende Idealproportionen bestimmter Art zuteil geworden sind, die er nach Auskunft der Morphogramme ganz offensichtlich schon in den allerersten Talstrecken nach kurzem Transport erhielt. Die Länge des Transportweges, die zum Erwerb dieser Eigenschaften nötig war, läßt sich auf Grund der Morphogramme Abb. 4g und j angeben. Beide Morphogramme haben bereits den typischen, hernach von allen weiteren Morphogrammen bewahrten Aufbau. Das Material, dem sie Ausdruck verleihen, hat mit 300 bis 700 m den kürzesten Transportweg gehabt von allen aus der Talschuttmasse heraus überhaupt zur Messung benutzten Materialien. Höchstens 300 bis 700 m Transport waren also nötig, dem Material die es hernach typisierenden physiologischen Merkmale oder idealen Proportionen zu verleihen. Dieser Betrag ist ungefähr derselbe, wie er sich für das Material der Solifluktionsmassen ergab; aber das physiologisch-dynamische Ergebnis des gleich

großen Transportweges, zum Ausdruck gebracht in den Morphogrammen, ist grundsätzlich verschieden. Nichts zeigt vielleicht deutlicher als dies, daß die ungeschichteten Talschuttmassen nicht einem Solifluktionsschutt gleichgesetzt werden dürfen. Transportkraft und Transportbedingungen müssen für sie in allen vier Tälern völlig anders gewesen sein.

Um diese auf verschiedene Weise gewonnene Erkenntnis, daß die Talschuttmasse unserer Täler keinesfalls mit einer Solifluktionsmasse identisch ist, noch weiter nachzuprüfen, wurden Messungen auch im Mariental durchgeführt, dessen Boden in den oberen Talstrecken ebenfalls mit einer ungeschichteten Schuttmasse bedeckt ist. Sein Talschluß liegt bei 600 m Höhe und somit in einem Bereich, für den man die Möglichkeit einer würmeiszeitlichen Vergletscherung kaum noch in Erwägung zu ziehen braucht. Der Boden des muldenförmigen Talschlusses und auch des Tales selbst ist auf etwa 1 km Länge mit einer bis sechs Meter mächtigen Schuttmasse bedeckt, die nach ihrer gesteinsmäßigen Zusammensetzung und nach den geologischen Verhältnissen des Gebiets ebenfalls talabwärts bewegt wurde. Es liegen also ähnliche Verhältnisse vor, wie in den Tälern der Oder und Sieber, des Kellwassers und der Radau. Dennoch ergeben sich nicht dieselben Morphogramme, sondern einwandfrei Solifluktions-Morphogramme (Abb. 3c und e). Der ungeschichtete Talschutt der tiefer im Harz ansetzenden Täler ist also geschiebephysiologisch dem Gehängeschutt gleich und solifluidal wie dieser. Da aber der ungeschichtete Talschutt der vier Täler des Oberharzes seinen physiologischen Eigenschaften nach von ihm abweicht, ist dieser auch genetisch etwas anderes.

Alle diese Einzelergebnisse der physiologisch-dynamischen Schotteranalyse sprechen die gleiche Sprache und weisen der Talschuttmasse unserer vier Täler eine ganz klare Eigenständigkeit zu. Die Folgerung daraus muß diese sein: Stimmt die im ersten Abschnitt dieses Kapitels aus der morphologischen Analyse im Hinblick auf den morphogenetischen Charakter der Talschuttmasse hervorgegangene Alternative: Solifluktion oder Moräne, dann bedeutet die aus der Schotteranalyse resultierende Negierung der Möglichkeit Solifluktion einen indirekten Nachweis der Moränennatur der ungeschichteten Talschuttmasse. Das geht konform mit den Erfahrungen von J. Tricart, nach dessen Interpretation die hier wiedergegebenen Morphogramme der Talschuttmassen den Moränen-Morphogrammen von solchen Talgletschern entsprechen sollen, die nur wenig schmelzwasserführend sind und besonders kalten Klimaten angehören.

Wir haben die Besprechung noch eines Morphogramms nachzuholen, das der Abb. 4d. Es ist charakteristisch für den unteren Endbereich der Talschuttmassen. Das Morphogramm weicht von den übrigen Morphogrammen der Abb. 4 dadurch ab, daß das Maximum der Indexgruppe 50 bis 100 vergleichsweise schwach ausgebildet ist zugunsten einer Vergrößerung der prozentischen Anteile der nächst höheren Indexgruppen. Die Geschiebe sind hier also im ganzen mehr gerundet, als es in der ungeschichteten Talschuttmasse sonst üblich ist. Das Morphogramm liegt räumlich vermittelnd zwischen den Schuttmassen-Morphogrammen Abb. 4c bis a talaufwärts und den Flußschotter-Morphogrammen Abb. 2a bis d talabwärts. In ihm fügen sich diese beiden Morphogrammreihen zu einem Messungsprofil zusammen. Neben dieser

räumlichen Zwischenstellung auf Grund seiner Lokalität nimmt es auch eine morphometrische Zwischenstellung ein nach Art seines Aufbaus. Es vereinigen sich in ihm die nur wenig abgeschwächten Merkmale des typischen Schuttmassen-Morphogramms mit schon durchaus erkennbaren Merkmalen, wie sie den talabwärts folgenden Flußschotter-Morphogrammen eigen sind. Aus diesem Sachverhalt kann geschlossen werden, daß die Schuttmasse bzw. Moräne hier schon zur Zeit ihrer Ablagerung fluviatil bzw. glazifluviatil überarbeitet wurde oder doch zumindest stärkerer Wassereinwirkung ausgesetzt war, als es in den talaufwärtigen Partien der Talschuttmasse der Fall gewesen ist. Wir haben ähnliche Morphogramme auch in den anderen Tälern gefunden, und zwar bezeichnenderweise immer nahe dem unteren Ende der Schuttmasse.

c) Die Regelung der festen Gesteinskomponenten in der Talschuttmasse

Die Neuartigkeit der dynamisch-physiologischen Schotteranalyse ließ es wünschenswert erscheinen, ihre Ergebnisse mit anderen Mitteln zu kontrollieren und, wenn möglich, auch zu ergänzen. Wir haben zu diesem Zweck Messungen zur Geschiebeeinregelung vorgenommen, die ebenfalls auf den Harz noch nicht in Anwendung kamen. Die Messungen beruhen auf der Überlegung, daß die einzelnen Bestandteile in bewegten Schuttmassen je nach Transportkraft und -medium mit der Zeit eine bestimmte Einregelung erfahren, die an der Richtung der Hauptachsen der Geschiebe oder Gerölle gemessen werden kann. Ohne mit der Methode von K. Richter⁵⁵⁾⁵⁶⁾⁵⁷⁾⁵⁸⁾ vertraut gewesen zu sein, der in Norddeutschland und in Norwegen Regelungsmessungen an Moränenmaterial und an sonstigen Ablagerungen im Gletschervorland vornahm, entwickelten wir im Harz ein Verfahren, dessen Vorzug es ist, bei ausreichend sicheren und auch ausreichend genauen Ergebnisleistungen leicht und schnell anwendbar zu sein.

Im Gelände haben wir uns einer Tafel bedient, die das nebenstehende Schema (Abb. 5) mit dem Radius von 15 cm trägt. Versehen mit der Einteilung in Grade und einem Lot im Kreismittelpunkt, kann sie zugleich zur Messung von Böschungswinkeln benutzt werden. Die römischen Ziffern bezeichnen Einregelungsgruppen: I = 0 bis 30° links und rechts, II = 30 bis 60° links und rechts, III = 60 bis 90° links und rechts. Bei

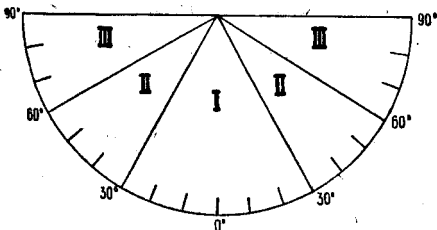


Abb. 5. Einregelungstafel. Erläuterung im Text.

Entnahme von Schottern oder Geschieben aus einem Aufschluß wird die Tafel vor der Aufschlußwand in der Weise horizontal gehalten, daß die Richtung der 0°-Linie vom Mittelpunkt zur Gradskala mit der Richtung des Hang- oder Talgefälles zusammenfällt, genauer und allgemeiner gesagt: mit der Richtung zusammenfällt, in die die Bewegung der Schotter oder Geschiebe ging bzw. geht. Die Entnahme der Geschiebe aus der Aufschlußwand erfolgt einzeln. Dabei wird diejenige Regelungsstufe registriert, in die sich die Längsachse des Geschiebes einfügt. Nach Art des Verfahrens werden auf die Regelungs-

gruppen I bis III nur solche Geschiebe eingeregelt, deren Achsen ganz oder annähernd in der Horizontalebene liegen. Wir haben uns anfänglich darauf beschränkt und dabei auch recht brauchbare Ergebnisse erhalten; doch stellte sich bald heraus, daß die Regelungsverhältnisse in einer Akkumulationsmasse noch besser geklärt werden, wenn auch die Gesteinskomponenten mit berücksichtigt werden, deren Längsachse senkrecht bis steilschräg in die Tiefe weist. Für sie haben wir dann noch die Regelungsgruppe IV gebildet.

Um möglichst streng vergleichbare und von Zufälligkeiten freie Resultate zu bekommen, wurden von uns an jeder Meßstelle 100 Geschiebe oder Gerölle der Größenordnung 2 bis 20 cm Längsachse ohne Rücksicht auf die Gesteinsart eingemessen. Die Entnahme von 100 hat wiederum den Vorteil, daß dann die auf die einzelne Regelungsgruppe entfallende Zahl sogleich einem prozentischen Wert entspricht. Der maximale Transportweg wurde bei allen nicht fluviatil bewegten Massen mit Hilfe der Gesteinskomponenten bestimmt, deren Anstehendes von der jeweiligen Meßstelle aus die größte Entfernung hat. Ein in dieser Hinsicht etwas reineres Bild könnte man erhalten, wenn man die Auswahl der Geschiebe oder Gerölle auf eine bestimmte Gesteinsart beschränken würde. Wir haben indes den Eindruck, daß der Unterschied nicht wesentlich wird. Für die Bestimmung des Transportweges fluviatil bewegten Materials aus der Oberen Niederterrasse wurde als Bezugsmarke jener Bereich gewählt, wo die Terrasse sich an die ungeschichtete Talschuttmasse als Materialspender anlehnt. An manchen Stellen wurden in der geschilderten Weise auch zwei Serien zu je 100 gemessen, um immer wieder eine Prüfung von Methode und Ergebnis zu haben. Die gewonnenen Zahlenreihen für die Regelungsgruppen I bis IV blieben sich in solchen Fällen stets prinzipiell gleich.

Dieselbe Methode läßt sich mit Erfolg auch auf die groben Komponenten oberflächlicher Blockschuttdecken anwenden. Man muß dann allerdings auf Regelungsgruppe IV der Blöcke vertikaler Achsenstellung verzichten und die Einregelung außerdem auf solche Blöcke beschränken, deren Längsachse deutlich erkennbar ist. Trotz solcher Einschränkungen gibt auch dieses Verfahren schon wesentliche Fingerzeige für die Unterscheidung von oberflächlich scheinbar ganz gleichartig aussehenden Blockschuttfeldern. Wir haben uns seiner mehrfach mit Vorteil bedient, verzichten aber im folgenden auf die Mitteilung der Ergebnisse daraus, da für das, was in diesem Artikel zur Diskussion steht, uns genug viergruppige Meßergebnisse aus Aufschlüssen zur Verfügung stehen. Im übrigen soll hierüber wie über die Methode im ganzen in ihrer Anwendung auf weitere Akkumulationsmassen noch in einem speziellen Aufsatz unter anderem Gesichtspunkt berichtet werden. In dem Zusammenhang wird dann auch der strömungstheoretischen Seite des Phänomens Rechnung getragen werden, von deren Erläuterung hier abgesehen werden soll, um den Rahmen der Abhandlung nicht zu sprengen.

Die Tabelle 1 erhält die Ergebnisse von 35 Meßstellen. Sie sind von oben nach unten nach Tälern geordnet, von links nach rechts nach der Art der Akkumulationsmasse, der sie jeweils zugehören: Blockschutthalden, solifluidale Schuttmasse, ungeschichtete Talschuttmasse (der vier Talböden), fluviatile Schotter der Oberen Niederterrasse. Die beiden ersten Rubriken, Blockschutthalde und solifluidale Schuttmasse, geben mit einer Ausnahme (Nr. 33) gewissermaßen den seitlichen Rahmen des Talgrundes ab, indem sie

Tabelle 1. Einregelung von Geschiebe- und Schottermaterial aus Aufschlüssen

Lokalität	Hang- neigung	Transportweg in m	Blockschutt- halden	Solifuidale Schuttmassen	Ungeschich- teter Talschutt (Moräne)	Fluviatile Schotter der Oberen Niederterrasse
			I II III IV	I II III IV	I II III IV	I II III IV
I. Odertal						
1. Linker Talhang, Nordteil Hahnenklee, 640 m	36–38°		39 23 11 27			
2. Linker Talhang, Hahnen- klee, 620–600 m	35°		35 28 12 25			
3. Rechter Talhang, am Sarghai, 725–730 m	6–8°	0–300		47 27 17 9		
4. Linker Talhang, 730 m ...	15°	700		53 22 17 8		
5. Talgrund, 560 m		> 5000			29 21 25 25	
6. Talgrund, 520 m		> 6250			25 21 29 25	
7. Talgrund, 490 m		> 7400			32 24 22 22	
8. Talgrund, 460 m		> 8500			31 20 28 21	
9. Talgrund, 450 m		> 9000			28 25 22 25	
10. Talgrund, 440 m		> 9500			30 28 20 22	
11. Oderhaus, 430 m		ca. 300				17 23 51 9
12. Talgrund, 415 m		1500				12 28 54 6
13. Odermühle, 395 m		2500				9 22 59 10
II. Siebertal						
14. Linker Hang, Schlufter Kopf – Südhang, 580 m	22°	300		52 26 16 6		
15. Linker Hang, Schlufter Kopf – Westhang, 580–600 m ..	15–16°	500		50 26 16 8		
16. Talgrund, Sonmental, 580 m		2500–3000			30 23 21 26	

17. Talgrund, Sonnental, 580 m		2500			29 26 24 21	
18. Talgrund, 550 m		750				20 29 42 9
19. Talgrund, 540 m		1200				21 30 40 9
III. Kellwassertal						
20. Rechter Hang, 620—630m	30°		39 27 13 21			
21. Rechter Hang, Dänenkopf, 630 m	26°	350		51 26 15 8		
22. Blochschleife, Mündung z. Kellwasser, 640 m		1000			31 27 19 23	
23. Talgrund, 600 m		1500			28 23 24 25	
24. Talgrund, 600 m		1500			35 21 19 25	
25. Talgrund, 545 m		2200			30 24 28 18	
26. Talgrund, 530 m		500				18 26 44 12
27. Talgrund, 500 m		1300				17 29 42 12
IV. Radautal						
28. Linker Hang, Lerchenkopf, NO-Seite...	6—10°	600		45 25 14 16		
29. Talgrund, 690 m		750			32 28 18 22	
30. Talgrund, 650 m		1100			33 23 20 24	
31. Talgrund, 640 m		1300			32 21 18 29	
32. Talgrund, 570 m		1000				20 20 52 8
V. Mariental						
33. Talgrund, 600 m		600		49 24 18 9		
V. Alpenvorland						
34. Monatshausen (Tutzing)...					35 34 14 17	
35. Percha (Starnberg).....					32 32 20 16	

nur das Gehänge betreffen. Die beiden letzten Rubriken bringen dagegen mit den Messungen aus der ungeschichteten Talschuttmasse und dem anschließenden fluviatilen Schotterkörper den Talgrund selbst zur Darstellung. Die Messungen darin sind von oben nach unten im Sinne des Talgefälles angeordnet.

Man kann die Tabelle auf zweierlei Weise lesen; einmal innerhalb der einzelnen Rubrik vergleichend von Tal zu Tal, dann für jedes einzelne Tal quer durch die Rubriken von oben links nach unten rechts. Beide Lesearten sind auf ihre Weise aufschlußreich und ergänzen sich in ihren Feststellungen.

Die erste Lesart macht ersichtlich, daß die aus den Messungen hervorgegangenen Zahlenreihen für jede der hier erfaßten Akkumulationsmassen unabhängig von Tal und Ort untereinander prinzipiell gleich sind. Sie macht ferner ersichtlich, daß die Zahlenreihen von Rubrik zu Rubrik, d. h. in jeder Akkumulationsmasse, anders sind. Beide Tatsachen zusammengenommen erlauben die Aussage, daß jeder der vier Akkumulationsmassen eine besondere Textur eigen ist, die erst durch das Einregelungsverfahren offenkundig geworden ist. Die Textur der Blockschutthalden wird gekennzeichnet durch ein deutliches Maximum der Komponenten in der Einregelungsgruppe I, das nach unseren noch über den Tabelleninhalt hinausgehenden Erfahrungen gewöhnlich zwischen 30 und 40% liegt. Vergleichsweise schwach ist immer die Gruppe III. Dieser Texturtyp ist nicht erst am Fuß oder in der Mitte, sondern auch schon in den obersten Teilen von Blockschutthalden ausgebildet.

Die Struktur der solifluidalen Schuttmassen erfährt ihre Kennzeichnung durch eine Zahlenreihe, die mit einem sehr betonten Maximum in der Gruppe I beginnt und in einem im Vergleich zu anderen Ablagerungsmassen sehr betonten Minimum in der Gruppe IV endigt. Nach allen bisherigen Messungen liegt der Anteil der ersten Gruppe immer zwischen 45 und 55%, gewöhnlich bei 50%, der der vierten Gruppe ein wenig unter 10%. Ein Mehr in dieser Gruppe, wie es die Messung Nr. 28 in der Tabelle zeigt, ist selten. Auf diese Textur nehmen, wie weitere Messungen lehrten, Transportweg und Böschungswinkel einen Einfluß. Doch wichtiger als dies ist die Tatsache, daß die charakteristische Textur bei mäßigen Böschungen ebenso wie bei stärkeren Böschungen schon nach einem Transport von 300 m vorhanden ist (Tab. 1, Nr. 3, 14, 21) und dann im Grundtyp bei weiterem Transport erhalten bleibt.

Für die ungeschichtete Talschuttmasse zeigt die dritte Rubrik ziemlich ausgeglichene Zahlenreihen; doch befindet sich stets — ausgenommen lediglich die Messung Nr. 6 — ein zwar schwaches, aber dennoch deutliches Maximum in der ersten Gruppe. Die Zahlenreihen bekunden eine nur schwach ausgeprägte besondere Textur. Ihre Realität wird durch die Tatsache bezeugt, daß die Zahlenreihen auf kilometerlangen Talstrecken im Prinzip gleich bleiben, also relativ konstant sind (Tab. 1, Nr. 5 bis 10, auch Nr. 23 bis 25). Welche Transportlänge für das Zustandekommen dieses Texturtyps mindestens erforderlich ist, kann nicht angegeben werden. Die Messung Nr. 29 zeigt ihn bereits nach 750 m an.

Der fluviatile Schotterkörper der Oberen Niederterrasse hat eine Textur, die veranschaulicht wird durch Zahlenreihen, mit einem sehr kräftigen Maximum in der Gruppe III und einem ausgeprägten Minimum in der Gruppe IV. Auf das Zustandekommen dieser Textur und auf die Ausbildung des Maximums in der dritten Gruppe nimmt wiederum die Länge des Transport-

weges ihren Einfluß (Nr. 11 bis 13); aber auch die Wasserkraft selbst spielt nach unseren Eindrücken eine wichtige Rolle. Ob und wann eine auf längere Strecke annähernd stabil bleibende Reihe beim Transport geschaffen wird, läßt sich noch nicht sagen; Maxima über 60% wurden für die dritte Gruppe jedenfalls noch nicht gemessen; gewöhnlich lagen sie zwischen 40 und 60%.

Die zweite Lesart, gesondert für die einzelnen Täler quer durch die Tabelle, darf mehr als die erste mit der Vorstellung von dynamischen Veränderungen verbunden werden im Zuge einer Massenbewegung, die von den Talhängen zum Talgrund und auf diesem talabwärts erfolgte. Diese Vorstellung weicht nicht von der Wirklichkeit ab, indem ja der Gesteinsinhalt der den Talgrund bedeckenden Schutt- und Schottermassen dem Anstehenden der Talhänge entspricht. Dieser Weg einer Masse, verfolgbar für jedes Tal in der Tabelle von oben links nach unten rechts, war für diese Masse der Weg mehrfachen Texturwandels; er führte sie — etwa im Odertal — aus dem Texturbereich der Blockschutthalden in den der solifluidalen Schuttmasse, weiter in den des ungeschichteten Talschuttes und schließlich in den des fluviatilen Schotterkörpers. Gerade dieser durch die Tabelle sichtbar gemachte Wandel der inneren Textur einer Masse auf ihrem Wege unterstreicht noch einmal die Wirklichkeit der Texturen selbst.

Das für unser Hauptproblem entscheidende Ergebnis dieser Betrachtung ist, daß auch der ungeschichtete Talschutt eine eigene Textur hat, abweichend von jeder anderen. Um ganz sicher zu gehen, daß diese besondere Textur auch nur dem Talschutt jener Hochharztäler eigen ist, für die das Problem der würmeiszeitlichen Vergletscherung entsprechend ihrer Höhenlage allein diskutiert werden kann, wurden auch in diesem Falle Messungen an den milieu-ähnlichen Schuttmassen des im tieferen Niveau beginnenden Marientales gemacht. Hier ergab sich eine Zahlenreihe, die ganz im Einklang mit dem oben erörterten Morphogramm der Masse auf Solifluktion hinweist (Tab. I, Nr. 33). Damit wird die texturelle Eigenständigkeit des Talschuttes unserer vier Oberharztäler auf indirektem Wege nochmals unter Beweis gestellt.

Über die rein texturellen Tatsachen hinaus gewährt die Tabelle auch einen Einblick in die kausalgenetischen Zusammenhänge. Von den dargestellten vier Akkumulationsmassen sind für drei Art und Weise des Transports und der bewegenden Kräfte bekannt. Es resultiert also aus der Tabelle für diese Fälle eine Parallelität zwischen Medium und Transportkraft einerseits und Massentextur andererseits, so daß zu folgern ist, daß die innere Textur einer Masse Ausdruck und Ergebnis einer Anpassung der Masse an die jeweiligen Kräfte und Medien darstellt. Auf die genetisch unbekannte Talschuttmasse angewandt würde das besagen, daß dieser entsprechend ihrer eigenen Textur auch eine eigene bewegende Kraft zukommt. Nachdem dies nach Zeugnis der Texturunterschiede nicht die Kraft des fließenden Wassers und auch nicht die Kräfte der Solifluktion und der Schutthaldenbildung, aus naheliegenden Gründen auch nicht die Kräfte des Windes gewesen sein können, bleibt als Agenz nur der Gletscher, mithin die Deutung der ungeschichteten Talschuttmasse als Moräne.

Um auch für diese Schlußfolgerung noch eine weitere Sicherheit zu haben, bitten wir Herrn Doz. Dr. I. Schaefer, München, für uns nach gleicher Methode einige Messungen an Alpenmoränen zu machen. Sie konnten leider

nur an den nicht ganz streng vergleichbaren Moränen des Alpenvorlandes gemacht werden. Dennoch ergaben sie Werte als Ausdruck einer Textur, die im Prinzip vollends unserer ungeschichteten Talschuttmasse entspricht. Die Zeilen Nr. 34 und 35 unserer Tabelle dienen als Beispiel dafür.

So laufen also auch die Einregelungsmessungen im Endergebnis ebenso wie die dynamisch-physiologische Schotteranalyse auf die Bejahung einer früheren Harz-Vergletscherung hinaus.

d) Die Ergebnisse weiterer morphologischer Erwägungen

Im ersten Abschnitt dieses Kapitels ist die morphologische Analyse an dem Punkte abgebrochen worden, wo sie bezüglich der morphogenetischen Deutung der Talschuttmasse bei der Alternative Solifluktionsmasse oder Moräne angelangt war. Obgleich die physiologische Schotteranalyse und das Einregelungsverfahren gleichlautende Antworten in dieser Beziehung ergaben und als Methoden an Exaktheit nicht durch die bloße augenscheinliche Beobachtung übertroffen werden können, empfiehlt es sich doch, auch die morphologischen Mittel voll auszunutzen und den Faden dort wieder aufzunehmen, wo er am Schluß des ersten Abschnitts fallen gelassen wurde. Die Frage würde lauten, wie weit die morphologische Betrachtung ungeachtet der Ergebnisse der Schotteranalyse und der Regelungsanalyse eine Entscheidung in der Alternative Solifluktionsmaterial oder Moräne zu bieten vermag.

Ohne Zweifel wird man Blockschuttansammlungen von blockgletscherartigem Aussehen, wie sie sich in den obersten Talstrecken des Radautals, der Blochschleife und des Großen Sonnentals finden, ohne Kenntnis der inneren, nur durch Regelungsmessung nachweisbaren Textur, ohne Kenntnis auch der physiologischen Schottereigenschaften der Schuttmasse auch als solifluidale Bildungen deuten können. Mancherlei Begleiterscheinungen kommen gerade hier im Bereich des Übergangs der Täler zu den weiten muldenförmigen Talschlüssen solcher Deutung offenbar entgegen. Das Gesamtbild der Schotteransammlungen bei relativ steilem Talbodengefälle ähnelt in vieler Hinsicht den echten Blockgletschern, wie sie häufig in den heutigen Periglazialräumen etwa Spitzbergens und Grönlands die Gehängemulden und die im Querprofil flachen Talschlüsse füllen. Gelegentliche Stufen quer durchs Tal haben eine talabwärts gerichtete konvexe Stirn und erwecken den Eindruck von Solifluktionsstufen. Das alles rundet das Bild ab und würde auch wirklich als Beweismaterial dienen können in einem Bereich, für den die Möglichkeit einer früheren Vergletscherung nicht mehr in Erwägung zu ziehen ist. Hier aber in der Region des Oberharzes verlieren diese Merkmale als Argumente zugunsten der Solifluktion ihre Schlagkraft, weil sie zumindest theoretisch auch als Eigenschaften moränischer Ablagerungen ausgelegt werden können. Trotz dieser Einschränkung bleiben aber die blockgletscherartigen Bildungen der oberen Talstrecken diejenigen Erscheinungen, die noch am ehesten Mittel und Möglichkeiten an die Hand geben, die Talschuttmasse als Solifluktionsmasse zu erklären. Diese Erklärung muß dann allerdings auf die ganze Talschuttmasse passen, d.h. auch auf die mittleren und unteren Strecken ihres Vorkommens; denn die blockgletscherartigen Bildungen sind nicht isolierte Erscheinungen, sondern dort, wo sie überhaupt auftreten, nur in den obersten Talstrecken besonders ausgeprägte Bestandteile des ganzen

Talschuttstranges. Aber gerade von den mittleren und unteren Partien her ergeben sich dann erhebliche Bedenken gegen den Solifluktionscharakter des Talschuttes.

Große Bedenken stellen sich vor allem im Odertal im Bereich der großen Wallformen oberhalb des Dietrichstals (Abb. 10) ein. Die Wälle, die hier lobenförmig über die ganze Breite des Talschuttstranges hinweggreifen und staffelartig einander folgen, getrennt durch geschlossene Hohlformen, kehren steile Böschungen nach der einen Seite talabwärts und nach der anderen Seite ebenso talaufwärts. Jeder Wall bietet sich so als eine große Einheit dar, wenngleich die unteren in ihren Enden wie verknotet erscheinen. Das Gefälle des Talbodens, dem sie aufliegen, entspricht hier einer Neigung von nur wenigen Graden. Auch diese Formen sind in der jüngeren wie älteren Literatur z. T. noch als Solifluktionsformen angesprochen worden. An eine derartige Deutung muß aber die Voraussetzung geknüpft werden, daß Analoga dazu unter den Formen der rezenten Solifluktion nachweisbar sind, und das ist in der hier vorliegenden Größenordnung nicht der Fall. Es hat einer von uns in früheren Jahren Gelegenheit zu Studien im nördlichen Skandinavien, in Island, Grönland und Spitzbergen gehabt, wobei sein Hauptaugenmerk gerade den Formen und Vorgängen der Solifluktion galt⁴⁵⁾⁴⁶⁾⁴⁷⁾; aber in keinem der genannten Gebiete hat er ähnliche oder gleiche Formen von Ausmaßen, wie sie im Odertal auftreten, als Solifluktionsformen gesehen. Auch die reiche Literatur über rezente Solifluktion, die jüngst erst durch C. Troll⁶³⁾⁶⁴⁾⁶⁵⁾ eine Zusammenfassung und wiederholte Gesamtauswertung erfahren hat, bietet nicht ein analoges Beispiel. Abgesehen davon, daß derartige lange und hohe Wälle von lobenförmigem Grundriß unter den Solifluktionsformen überhaupt nie beobachtet wurden, lehrt auch die Erfahrung, daß an geringe bis mäßige Neigungswinkel, wie sie dem Talboden im Odertal entsprechen, in der Regel nur Fließerdeformen kleinerer Dimensionen gebunden sind wie Fließerdegirlanden und kuppiges Kleinrelief, allenfalls im Vergleich zu unseren Wällen viel kleinere und vor allem niedrigere Solifluktionsstufen oder -terrassen von mehr oder minder größerer Längserstreckung in Isohypsenlage und auch wohl noch Solifluktionswülste.

Wie schon alle diese Feststellungen es ziemlich unmöglich machen, die Wälle des Odertales noch durch Solifluktion zu deuten, so gilt das noch mehr von dem Bewegungsmechanismus, der sich in der staffelartigen Abfolge der Wälle und dem Wechsel von Wall- und Hohlformen kund tut. Man müßte der Solifluktionsmasse, wenn es sich um eine solche handeln sollte, stoß- und schubweise Bewegungen im Sinne eines Vorrückens und Zurückgehens der ganzen Masse unter jeweiligem Zurücklassen eines mehrere Meter hohen Walles und einer Hohlform gewissermaßen als Vakuum dahinter zuschreiben und auch mit lokal stauchenden Aufwärtsbewegungen ohne zwingenden Widerstand davor rechnen, um die ganze Formengemeinschaft einigermaßen verständlich zu machen. Das wäre aber im ganzen ein Bewegungsmechanismus, der mit dem wahren Charakter der Solifluktion nichts mehr gemein hat.

So scheint es uns nach allem, daß ein hohes Maß von Zwang und Willkür nötig sei, die Formen im Odertal auf diese Weise noch erklären zu wollen; während sich auf der anderen Seite Formengemeinschaft und daraus erschließbarer Bewegungsmechanismus ganz zwang- und widerspruchsflos als Moränen

und Gletscherwerk deuten lassen, wobei den geschlossenen Hohlformen möglicherweise der Charakter von Toteislöchern zugeschrieben werden könnte. Die morphologische Auswertung der Verhältnisse im Odertal führt also zu Auffassungen, wie sie ähnlich unter anderen schon vertreten wurden von E. Kayser²⁷⁾²⁸⁾, von Beushausen, Keilhack, Koch und Wahnschaffe als Mitglieder einer Geologenkommission, die 1901 den ganzen Fragenkomplex auftragsweise zu untersuchen hatte, und A. Bode²⁾ in früheren Jahren, von J. Mainzer³⁸⁾, P. Woldstedt⁶⁸⁾ und C. Troll (n. mündl. u. briefl. Mitt.) in jüngerer Zeit. Für die Richtigkeit dieser Deutung sprechen auch noch andere Erscheinungen im weiteren Talverlauf.

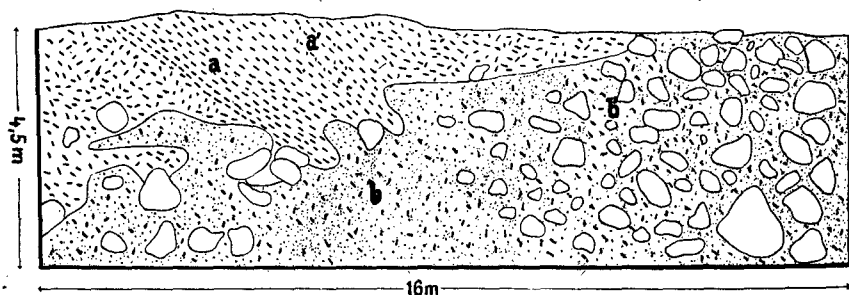


Abb. 6. Aufschluß der ungeschichteten Talschuttmasse (Moräne) im Odertal unterhalb des Schachtelkopfes in 460 m Höhe

- a* = Splitttrige, plattige Schieferbrocken aus benachbartem Schwemmschuttfächer
- a'* = Splitttrige Schieferbrocken mit erhaltener schichtiger Anordnung
- b* = Ungeschichtete Masse aus backig-lehmigem Feinmaterial, darin mehr vereinzelt schwimmende grobe Steine und Blöcke aus Granit, Grauwackenhornfels, Quarzit und einem kleineren Anteil von Schieferbrocken
- b'* = Unregelmäßige Blockpackung aus vorgenannten Gestein

In der Zeit, da wir unsere Beobachtungen im Harz sammelten, war die ungeschichtete Talschuttmasse im Odertal an mehreren Lokalitäten teils durch die unterschneidende Tätigkeit des Flusses, teils durch Wildbachverbauungsarbeiten besonders gut aufgeschlossen. An einigen Stellen bot sie, eher abweichend vom üblichen Bild, den Ausdruck einer stark verknneteten Masse, so ganz besonders in der Höhe des Morgensterntales und unter dem Schachtelkopf. Abb.6 gibt ein Beispiel dafür als Ausschnitt aus einem mehr als 20 m langen Aufschluß in der Längsrichtung des Talschuttstranges. Der rechte Teil der Abbildung ist der talaufwärtige, der linke der talabwärtige. Vor der Abbildung ist von rechts nach links der Flußlauf zu denken. Die allgemeine Situation ist so, daß ein unruhiges, etwas kuppiges Kleinrelief rechts im Tale um wenig mehr als 5 m den sommerlichen Flußspiegel überragt, vom Fluß selbst aber derart angeschnitten ist, daß sein Baumaterial in einer fast senkrechten Wand von 4,5 m Höhe sichtbar wird. In der Nähe des Aufschlusses mündet ein Gehängetälchen ins Odertal, aus dem jene splitttrigen Schiefer herausgeführt wurden, die im linken Teil der Abbildung der Schuttmasse einbezogen erscheinen, in geringer Menge aber auch im rechten groblockigen Teil enthalten sind. Möchte man die starken Verknnetungserscheinungen, die der Aufschluß präsentiert, durch Solifluktion erklären, dann müßte eine sommerlich aufgeweichte mobile Bodenschicht von

mindestens 2,5 bis 3 m Mächtigkeit angenommen werden. Die Annahme einer so großen Auftautiefe im Harz in rund 500 m Höhe ist aber nicht vereinbar mit der bisherigen Erfahrung, daß schon im wesentlich tiefer gelegenen nördlichen und südlichen Harzvorland die maximale Auftautiefe im Sommer der letzten Eiszeit nur 1,2 bis 1,5 m betrug (Abb. 1 in⁴⁹). Gute Beobachtungsgrundlagen von anderen Plätzen im Harz zeigen sie denn auch als wesentlich geringer an. J. Hövermann²³) brachte bereits früher aus dem Gebiet des Ackers und Bruchberges (700 bis 800 m Höhe) Schuttflecken in Blockmeeren und oberflächlich erhaltenen Strukturboden zur Darstellung, deren Sortierungstiefe 50 bis 70 cm nicht überschreitet. Gemeinsam beobachteten wir im Odertal in einem Schwemmschuttfächer unterhalb der Odermühle in 410 m Höhe in längerem Anschnitt einen Horizont von strukturiertem Boden von 50 cm Mächtigkeit, der in diesem Fall wahrscheinlich auch als echter Strukturboden angesprochen werden darf (Abb. 7).

Die Beobachtungen von beiden Lokalitäten lassen für die Höhenstufe des Harzes über 400 m auf eine einstige Auftautiefe von höchstens 70 cm schließen, also auf einen wesentlich geringeren Betrag, als er nötig wäre, um die Verknetungserscheinungen der Abb. 6 noch durch Solifluktion erklären zu können.

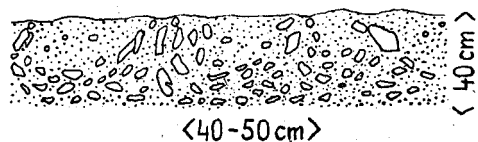


Abb. 7. Würmeiszeitlicher Strukturboden im Odertal auf einem Schuttfächer unterhalb der Odermühle. 410 m Höhe

Noch ein zweites Moment spricht hier gegen Solifluktion. Wie aus der Abbildung ersichtlich, steckt in der Aufschlußmasse oben links ein als *a'* bezeichnetes, ziemlich mächtiges Paket geschichteter Schiefer mit einem Schichteinfall nach rechts. Nach der ganzen Situation handelt es sich bei diesem Paket um einen Teil aus einem früheren Schwemmschuttfächer des vorerwähnten Nebentälchens, der, einer Scholle gleich, in die vorrückende ungeschichtete Talschuttmasse aufgenommen wurde. Die Erhaltung der Schichtung in diesem ganzen Paket ist nur so denkbar, daß die Scholle in gefrorenem Zustande aus dem Schwemmschuttfächer herausgestemmt und als durch Frost gefestigte Masse dem Talschutt einbezogen wurde. Das kann nicht mehr Werk und Wirkung einer aufgeweichten Solifluktionsmasse gewesen sein, wohl aber das Ergebnis von Stauchwirkungen eines vorrückenden Gletschers. Das ganze Aufschlußbild als gestauchte Moräne zu deuten, ist auch naheliegend nach allem, was einerseits über die Solifluktion und andererseits über Stauchmoränen²¹) allgemein bekannt ist.

Bedenken gegen die Solifluktion werden in allen Tälern auch wachgerufen durch die zum Teil riesigen Dimensionen der transportierten Blöcke, die teils der Masse aufliegen, teils in ihr stecken und heraus schauen, teils in ihr verbacken sind. Wir haben schon wiederholt solche Blöcke von mehreren Kubikmetern Inhalt erwähnt. Im Oberlauf des Großen Sönnentalles und in der oberen Partie des Odertales sind sie besonders häufig. Der Transport solcher Blöcke durch Frostschiebung oder durch Solifluktion ist nach bekannten Beispielen aus den Polargebieten durchaus möglich, wenn sie oberflächlich liegen oder nur wenig im Boden stecken. Sobald sie aber mit ihren großen Dimensionen über die Auftautiefe hinaus in den Boden hineinreichen, sitzen sie praktisch

im Dauerfrostboden fest. Von diesem Gesichtspunkt aus ist es ebenfalls wesentlich, daß sich die sommerliche Auftautiefe im Oberharz auf Grund der oben mitgeteilten Beobachtungen zu nur 70 cm ergab. Die Mehrzahl der Blöcke überschreitet diesen Betrag, reicht tiefer oder überhaupt ganz in den Boden hinein. Ihr Transport durch Solifluktion wird dadurch schwer verständlich; während sich der Annahme eines Transportes in moränischer Masse durch Gletscher kein sachlicher Widerspruch entgegenstellt.

Auf einem kleinen Umwege läßt sich auch noch aus bestimmten Gegebenheiten im Kellwassertal der moränische Charakter der Talschuttmasse morphologisch erschließen. Hier treten zwei Talschuttstränge zusammen, der eine aus NO aus der Blochschleife von jener beschriebenen blockgletscherartigen Gestalt, der andere aus SO, aus dem Ursprungstal des eigentlichen Kellwassers. Dieser letzte Strang, vornehmlich aus groben Granitblöcken bestehend, aber eingefaßt von Quarzithängen, endigt sehr bald oberhalb der Vereinigungsstelle vor einem mehrere Meter hohen, vorherrschend felsigen Gefällsknick. Oberhalb des Gefällsknicks nimmt das Ursprungstal des Kellwassers eine merkwürdige Doppelgestalt an. Es besteht aus zwei, im Querschnitt muldenförmigen, aber breiten Talböden, die nebeneinander liegen und durch einen scharfen Granitgrat getrennt werden (vgl. Topographie Abb. 9). Die Höhenlage beider Talböden, welchen ein auffallend geringes Gefälle eigen ist, differiert um etwa 30 bis 40 m. Geschlossen werden sie beide gemeinsam zirkusartig von überaus steilen und hohen Fels- und Blockschutthängen aus Quarzit und Granit. Obgleich beide Talböden im Granit liegen, der immer wieder im ganzen Gebiet als wichtiger Blockspender hervortritt, sind sie doch nahezu absolut frei von jeglichem Schutt. Der Gegensatz, von blockschuttbedecktem Talboden unterhalb des Gefällsknicks und blockfreiem Talboden oberhalb des Gefällsknicks ist das örtliche Problem. Dabei ist es auf Grund der geologischen Verhältnisse eindeutig, daß der granitische Blockschutt unterhalb des Gefällsknicks aus dem Talbereich oberhalb von ihm kam, d. h. aus dem Bereich anstehenden Granits. Der Antransport über die Gefällsstufe hinweg könnte theoretisch wenigstens zum Teil durch Wasser erfolgt sein; die Schichtungslosigkeit der Masse einerseits und die nach mehreren Kubikmetern messenden größten Blöcke andererseits machen das aber unwahrscheinlich, zumal auch das Gefälle oberhalb des Knicks so besonders klein ist, daß es mitunter geradezu rückläufig erscheint. Nimmt man als bewegendes Agens die Solifluktion an, dann wäre zu erwarten, daß auch oberhalb der Stufe gerade wegen des geringen Gefälles hier Solifluktionsschutt erhalten geblieben wäre. Schalten somit Wasser und Solifluktion als Transportmittel aus, dann bleibt nur das Eis. In die Annahme eines Kargletschers fügen sich denn auch widerspruchslos alle morphologischen Erscheinungen ein, der Zirkus als Kar, die blocksschuttfreien Talböden als vom Gletscher reingefegter und flachgehobelter Karboden, der Blockschuttstrang unterhalb des Gefällsknicks als Moräne. Jede andere Erklärung ließe im Gegensatz zu dieser eine Vielzahl von Widersprüchen aufkommen.

Alles in allem führt somit auch die morphologische Analyse zu dem gleichen Ergebnis wie die oben angewandten Methoden der Schotteranalyse. Ihr Verfahren ist in bezug auf die Beweisführung allerdings viel begrenzter, und so ist es besonders gut, daß es durch jene exakteren Methoden ergänzt werden

konnte. Entscheidend ist, daß alle drei Wege, die morphologische Analyse, die dynamisch-physiologische Geschiebeanalyse und die Einregelungsanalyse, am Ende übereinstimmend den moränischen Charakter der Talschuttmasse anzeigen und damit auf eine frühere Vergletscherung des Harzes hinweisen.

2. Das Vorkommen erratischen Materials

Von erratischem Material ist in der bisherigen Diskussion der Harz-vergletscherung in der Literatur noch gar nicht die Rede gewesen. Wenn wir unsererseits die Frage nach seinem eventuellen Vorkommen gestellt haben, so aus dem Wunsch, alle zuvor gewonnenen Ergebnisse noch einmal mit ganz anderen Mitteln nachzuprüfen und, wenn möglich, zu sichern. Erratika erschienen dafür besonders geeignet, weil die Gefahr der Mehrdeutigkeit bei ihnen gering ist. Obgleich die starke Reliefenergie des Harzes der Erhaltung von erratischem Material nicht günstig ist, hat sich die auf systematische Suche an den Talhängen verwandte Mühe und Zeit gelohnt. Wenigstens in zwei Tälern, im Odertal und im Kellwassertal, sind wir an mehreren Stellen auf Erratika gestoßen. In den anderen Tälern gelang ihr Nachweis trotz gründlichen Abgehens des Geländes nicht; womit aber nicht gesagt sein soll, daß erratisches Material dort nicht vorkomme; denn häufig wird der erratische Charakter akkumulativen Materials verschleiert durch seine gesteinsmäßige Übereinstimmung mit dem Untergrund.

Das Vorkommen im Odertal befindet sich auf der linken Talseite im nördlichen Teil vom Gehänge des Hahnenklee. Es handelt sich um granitische Blöcke von Faustgröße bis zu Quadern von einigen Kubikmetern Inhalt. Der Untergrund besteht aus Grauwacke. Ihm liegen sie auf als eine ganz oberflächliche, aber doch reiche Ansammlung längs eines Streifens, der sich am Osthang des Tales in 40 bis 45 m Höhe über Talgrund auf mehr als 400 m Länge hinzieht.

Abb. 8 zeigt das Vorkommen im Zusammenhang mit den allgemeinen Relief- und Gesteinsverhältnissen seiner näheren und weiteren Umgebung. Sie erlaubt einen eindeutigen Rückschluß auf die Herkunftsrichtung des Materials. Der dem Vorkommen nächste Granit steht am Fuße des Talhanges unterhalb der Grauwacke an; aber seine obere Grenze bleibt nach Maßgabe unserer Einmessung bei sehr steilen Böschungen 35 bis 45 m unter dem

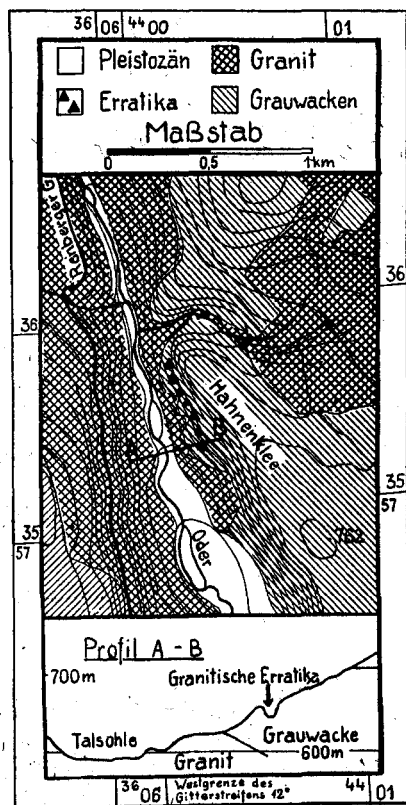


Abb. 8. Das Vorkommen erratischen Materials im Odertal. Höhenlinien in 20 m-Abständen

Niveau der Blockansammlungen, so daß deren Ableitung von diesem nächststehenden Granit nicht möglich ist. Ebensovienig wie von unten können die Blöcke aber auch von oben gekommen sein, da das Grauwackengehänge, dem sie aufliegen, gegen die Zufuhr von granitischem Schutt aus östlicher Richtung durch den ganzen aus Grauwacke bestehenden Höhenzug des Hahnenklee abgeschirmt ist (Abb.8). So bleibt nur die Möglichkeit, daß das granitische Material talabwärts kam. Dies wie überhaupt die Gesamtsituation schließt zugleich aus, daß es durch Solifluktion herangeführt sein könnte.

Das Kartenbild könnte den Eindruck erzeugen, als stelle das ganze Vorkommen den Rest einer fluviatilen Akkumulationsterrasse dar. Aber abgesehen davon, daß schon die Dimensionen der größten Blöcke einen Transport durch Flußwasser — wenn dies nicht gerade einem reißenden Sturzbach bei großem Gefälle entsprochen habe — unwahrscheinlich erscheinen lassen, so ist es doch vor allem die aus der Karte nicht mehr ersichtliche Einzellagerung der Blöcke, die der Annahme von Flußwerk entschieden entgegensteht. Die Mehrzahl der Blöcke findet sich in sehr engen, nur wenige Meter breiten tal- und klammartigen Hohlformen, die, mehrere Meter tief und jeweils 30 bis 50 m lang, quer zur allgemeinen Hangneigung ziehen und zwischen einer unteren Reihe niedriger Grauwackenklippen und einer höheren Felswand dahinter vielleicht aus Spalten oder Klüften hervorgegangen sind (Abb.8, Profil). In einigen anderen Fällen liegen die Blöcke zwar recht verstreut, im ganzen aber auch zu Streifen geordnet, die quer durch die Schuttmassen von hohen vegetationslosen Blockschutthalden der anstehenden Grauwacke mit Böschungswinkeln von 36 bis 39° ziehen. In diesen Fällen, auf die wir erstmalig an einer Stelle aufmerksam wurden, wo durch natürliche Rutschung auf übersteiler Halde die oberste Schuttdecke abgegangen war, sind die gerundeten Granitblöcke von dem scharfkantigen Grauwackenschutt in nachträglichem Vorgang mehr oder minder stark verdeckt worden. Schließlich hat ein besonders großer Block nahe dem Nordende des Gesamtvorkommens noch eine recht auffallende Lagerung, indem er fast schwebend wie ein Wackelstein auf einer kleinen, aus der unteren Klippenreihe der Grauwacke vorspringenden Felsnase ruht. Keiner dieser Erscheinungsweisen ist auch nur entfernt die Lagerungsstruktur eines fluviatilen Akkumulationsmaterials eigen, wohl aber um so deutlicher die Merkmale von Relikten einer Rand- oder Seitenmoräne. Der Antransport der granitischen Blöcke durch einen Gletscher scheint uns der einzig mögliche.

Im Kellwassertal sind mehrere Vorkommen erratischer Blöcke zu verzeichnen. Das eine von ihnen, und zwar das größte, befindet sich am Südhang des Dänenkopfes (Abb.9). Das Gehänge steigt hier vom engen Flußbett kurz und schroff an, verflacht sich dann zu einer Leistenform, um gleich wieder im Anstieg zum Dänenkopf Böschungswinkel von über 25°, teilweise über 30° anzunehmen (Abb.9, Profil C—D). Der Untergrund besteht hier beiderseits des Tales aus Acker-Bruchberg-Quarzit mit zwischengelagerten Schiefen sowie aus Wetz- und Kieselschiefen. Die erwähnte Gehängeleiste zeigt im Niveau von 20 bis 30 m über dem heutigen Flußbett oberflächlich eine Streu grober Blöcke als Decke einer offenbar recht mächtigen ungeschichteten Schuttmasse, die in der geologischen Spezialkarte als diluviale „Hochgelegene Schuttmasse“ ausgeschieden ist. Ob und wie weit sie noch von anstehendem Fels unterlagert wird, läßt sich mit Sicherheit nicht entscheiden; es ist aber

nach unseren Eindrücken wahrscheinlich. Von den groben Komponenten haben den größten Anteil am Schutt Quarzit- und Schieferblöcke, die sich aus den im Dänenkopf anstehenden Gesteinsarten herleiten ließen, daneben aber auch in relativ großer Häufigkeit große Granitblöcke, die nach den geologischen Verhältnissen des Gebiets nur aus den Talschlüssen der Blochschleife und des Kellwassers stammen können, also talabwärts kamen (Abb. 9). Da die Schichtungslosigkeit die Möglichkeit einer fluviatilen Anlage der Schuttmasse ausschließt, kann der Antransport der Granitblöcke kaum anders als durch einen Gletscher erfolgt sein. Es liegt also mit den Granitblöcken, möglicherweise aber auch mit dem übrigen groben Schutt ein erratisches Material vor.

An der gleichen Talstelle trägt auch der gegenüberliegende Hang in ungefähr derselben Höhe von 25 bis 30 m über dem Flußbett auf verschiedenen Hangseiten granitische Blöcke (Abb. 9, Profil C—D). Das Gehänge ist hier im ganzen etwas steiler als auf der Gegenseite, so daß der Felsgrund, ebenfalls aus Quarziten und Schiefen bestehend, häufig die Hangschuttdecke durchragt. Offenbar haben sich unter diesen Verhältnissen die Granitblöcke nur schlecht am Hang halten können; denn ihre Häufigkeit ist merklich geringer. Hinzu kommt, daß aller Wahrscheinlichkeit nach ein großer Teil der granitischen Erratika zur Einfassung des „Dammgrabens“ verarbeitet worden ist,

so daß die heute noch vorhandenen wenigen Blöcke nur Reste einer früher bedeutenderen Überstreuerung des Hanges und der Hangleisten mit erratischem Material darstellen. Für die Herkunft dieser Granitblöcke gilt das gleiche wie für jene unter dem Dänenkopf; auch sie können den geologischen Verhältnissen nach nur aus den zirkusartigen Talschlüssen des Kellwassers und der Blochschleife stammen. Mehr noch als auf der Gegenseite weist hier die Lagerung

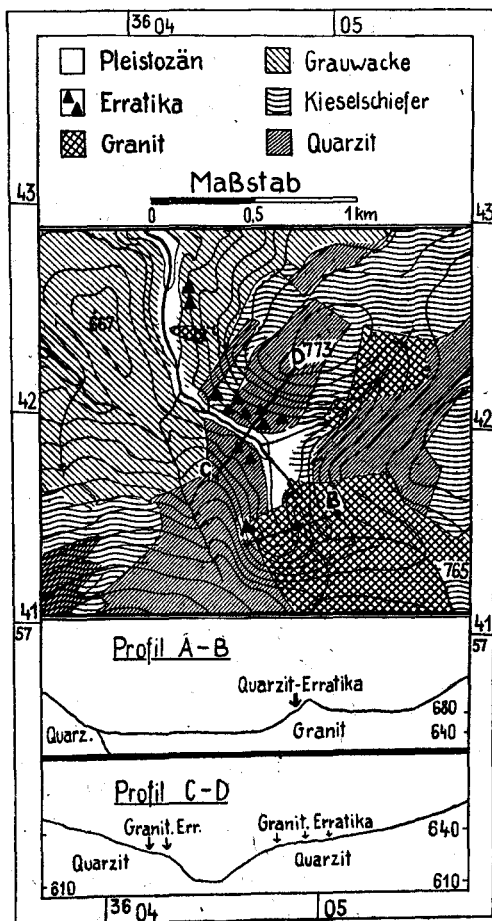


Abb. 9. Die Vorkommen erratischen Materials im Kellwasser-tal. — Höhenlinien in 20 m-Abständen. — Höhe 773 = Dänenkopf

der Blöcke auf ihren Transport durch Eis. Sie kann am besten als Anlagerung an den Hang gekennzeichnet werden, wie sie weder durch fließendes Wasser noch durch eine talabwärts gerichtete Solifluktion besorgt werden konnte.

Bei einem dritten Vorkommen, nämlich dem am Westhang des Dänenkopfes (Abb. 9), herrschen ähnliche Verhältnisse. Wiederum sind es granitische Blöcke, die in dünner Streuung einem Hang von 25 bis 30° Neigung aufgelegt sind. Den Untergrund bilden Tonschiefer, Wetz- und Kieselschiefer, die hier und da als kleine Felsvorsprünge aus dem Hang heraus schauen. Gelegentlich liegen Granitblöcke auch zwischen und auf diesem Felswerk. Die Häufigkeit der Blöcke ist aber wesentlich kleiner als in allen bisher beobachteten Vorkommen. Die geologischen Gegebenheiten weisen auch hier auf einen talabwärts erfolgten Herantransport.

Ein weiteres Vorkommen erratischen Materials, das letzte uns bekannte, ist besonders instruktiv und eindeutig. Es liegt im südlichen Talschluß des Kellwassertales und umfaßt quarzitische Erratika. Der Talschluß setzt sich, wie oben schon beschrieben, aus zwei dicht beisammenliegenden Talböden unterschiedlichen Niveaus zusammen, gemeinsam umfaßt von dem aus Quarzit und Granit auf der Westseite und von Granit in seinen übrigen Teilen bestehenden Zirkushang (Abb. 9, Profil A—B). Beide Talböden sind, wie ebenfalls schon erwähnt, nahezu völlig frei von Blockschutt. Getrennt werden sie durch einen überaus scharf ausgeprägten Grat, dessen sehr pointierte Formen durch die Isohypsen der topographischen Karte nur eine schwache Andeutung finden. Seine Hänge neigen sich unterhalb einer obersten Felsrippe mit Böschungen von 30 und über 30° gegen die größere Talung nach Westen und mit Böschungen von 20 bis 30° gegen die kleinere Talung nach Osten. Nach Süden endet der Grat ohne Anschluß an die viel höhere Zirkuswand: Zwischen ihm und der Rückwand sind beide Talböden paßartig miteinander verbunden. Auf dem Boden dieser paßartigen Hohlform und auf der steileren Westseite des Grates, dicht unterhalb seiner Kammlinie, liegen nun über granitischem Untergrund vereinzelt die quarzitischen Erratika. Die ganze Art und Weise ihres Vorkommens schließt die Möglichkeit eines Antransportes durch Wasser oder Solifluktion, sei es hangabwärts oder talabwärts, aus. Der Ursprungsort der Blöcke dürfte nach der geologischen Situation der Westhang des größeren Tälchens sein. Für ihren Hertransport von dort quer durch den Zirkus und ihre Anlagerung an den Grat in 30 bis 40 m Hanghöhe (Abb. 9, Profil A—B) kann nur Gletschereis oder Firn in Frage kommen.

Das sind die von uns gefundenen Vorkommen im einzelnen. Die Analyse der topographischen und geologischen Begleitumstände läßt keinen Zweifel, daß es sich in jedem Falle wirklich um echte Erratika handelt. Ob sie sich an primärer Lagerstatt befinden, oder ob sie — was in einigen Fällen sehr wahrscheinlich ist — im Laufe der Zeit aus etwas höherer Hanglage in tiefere gerieten, ist nicht zu entscheiden, ändert aber auch an sich nichts an ihrem Zeugniswert im Sinne einer früheren Vergletscherung.

II. Die Dimensionen der früheren Gletscher, ihre klimatische Schneegrenze und ihr Alter

1. Die Eigenschaften der Gletscher

a) Größe, Gestalt und Entwicklung der Gletscher

Alle angewandten, ihrem Wesen nach sehr unterschiedlichen Untersuchungsmethoden liefern unabhängig voneinander den gleichen Befund: der ungeschichtete Talschutt unserer Täler ist in seiner ganzen Ausdehnung als Moräne anzusprechen. Seine Ausdehnung bezeichnet damit die Mindestausdehnung der einstigen Eismassen und kann daher zur Rekonstruktion der früheren Gletscher ausgewertet werden. Die Karten Abb. 10 bis 13, beruhend auf den kombinierten Ergebnissen der Beobachtung, morphometrischen Schotteranalyse und Geschiebeeinregelung, zeigen die Moräne für jedes Tal nach Ausdehnung und Erhaltungszustand an.

Das untere Ende der Moränen entspricht folgenden Koten: 435 m im Odertal, 580 m im Siebertal, 545 m im Kellwassertal und 630 m im Radautal.

Zur Festlegung dieses Moränenendes mußten mangels ausgesprochener Endmoränen, die früher schon der glazifluviatilen und fluviatilen Abtragung zum Opfer gefallen sein mögen, andere Indizien herangezogen werden. Ein wesentlicher Hinweis auf das Moränenende wird durch den sprunghaften Übergang gegeben vom ungeschichteten Talschutt zum geschichteten Schotterkörper, der zugleich ein sprunghafter Übergang ist von einem Bereich moränischer Geschiebemorphenogramme und moränischer Geschiebeeinregelung zu einem Bereich fluviatiler Schottermorphenogramme und fluviatiler Schottereinregelung.

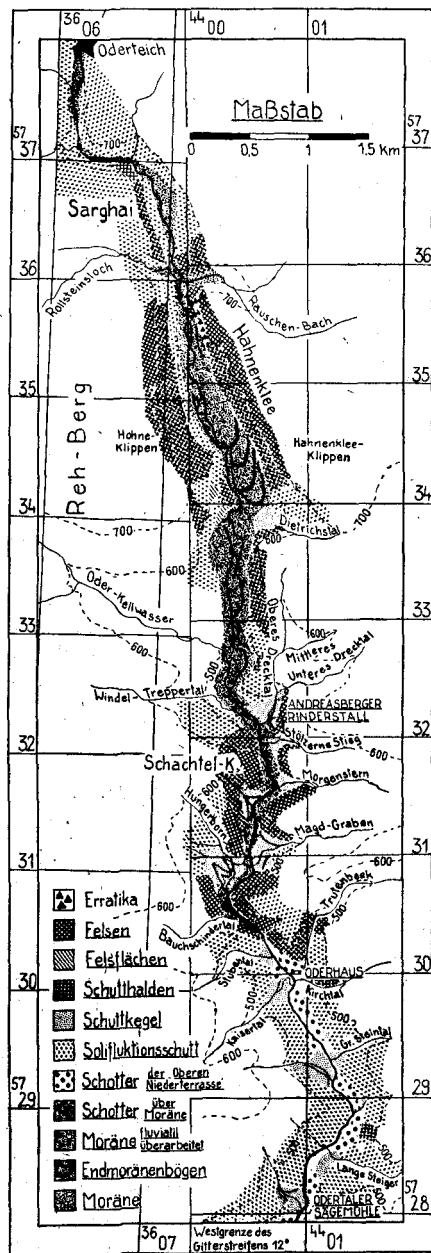


Abb. 10. Geologisch-morphologische Karte des Odertales

Das untere Moränenende hat offenbar nie tiefer gelegen als diese in allen Tälern gut faßbare Grenze und dürfte mit ihr identisch sein.

Eine bemerkenswerte Tatsache bekräftigt das, nämlich das Zusammenfallen dieser Grenze mit einer Grenze der Blockgrößen im heutigen Flußbett. In jedem Flußbett findet sich eine dichte Anreicherung großer Blöcke, deren Dimensionen aber oberhalb der Grenze Schotterkörper/Schuttmasse auffallend größer sind als unterhalb dieser Grenze. Um dem Sachverhalt einen einfachen zahlenmäßigen Ausdruck zu verleihen, wurden im Oder- und im Kellwassertal in diesem kritischen Bereich in Abständen von 50 m die größten Längen der drei jeweils größten Blöcke im Flußbett gemessen und ihre Summen zu Vergleichsreihen geordnet. Eine Auswahl davon in Abständen von 100 m enthält die Tabelle 2, in der die Zahlenfolge von links nach rechts talaufwärts führt. Beide Zahlenreihen zeigen einen merklichen Sprung in den Größenordnungen der Werte nach der sechsten Position, zusammenfallend mit dem Übergang vom fluviatilen Schotterkörper zur Moräne. Wir deuten das so, daß die größten Blöcke im Bereich der Moräne vom heutigen Fluß offenbar im wesentlichen nur erst freigespült, aber vom Fluß selbst kaum transportiert wurden; und wir folgern aus dem Fehlen gleich großer Blöcke unterhalb der ungeschichteten Talschuttmasse, daß die Moräne dorthin nie mehr gereicht hat.

Tabelle 2. Summe der großen Achsen der jeweils drei größten Blöcke in cm im Flußbett in Abständen von 100 m

Odertal	235	210	220	190	260	210	350	440	255	390	415
Kellwassertal.	225	250	190	245	230	285	420	490	380	460	

Die so bestimmten Moränenenden einerseits und die aus dem Gesteinsinhalt und der Erstreckung der Moränen erschließbaren Herkunftsgebiete der Gletscher andererseits gestatten eine Angabe der Gletscherlängen in Annäherungswerten. Sie lauten: für den Odertalgletscher, der nach Ausweis der Quarzitbrocken in den großen Moränenbögen am Hahnenklee seinen Ursprung im Muldenbereich der Hochfläche des Oderteichs hatte, auf 9,5 km; für die beiden Gletscher des Siebertals in der Langen Schlufft und dem Großen Sonnentäl, deren Anfang am SO-Gehänge des Bruchberges zu suchen ist, auf 2,5 bis 3 km; für den Kellwassergletscher, dessen einer Ursprung im Kellwasserkar, dessen anderer in der weiten Mulde der Blochschleife lag, auf 1,8 bis 2 km; und für den Radaugletscher, der offenbar aus einer Mulde am Hochflächenrand östlich vom Torfhaus hervorging, auf 1,8 km.

Nach diesen Werten ist nur der Odergletscher mit größerer Längserstreckung ein einigermaßen stattlicher Talgletscher gewesen. Er hatte auch bei weitem das größere Areal; dies aber weniger wegen seiner Längserstreckung als Talgletscher als vielmehr dank der weiten Ausdehnung seines Ursprungsgebietes, indem sich zum Oderteich als dem Zentralpunkt dieses Ursprungsgebietes von allen Seiten das Gehänge von weither abdacht. J. Mainzer³⁸⁾ hatte das Areal dieses Gletschers schon einmal unter der Annahme einer großen Flächenvereisung des ganzen Hochharzes auf 22 qkm beziffert, unseres Erachtens jedoch überschätzt. Anhaltspunkte zur Bestimmung des Areals geben folgende zwei Wege. Unter den Gletschern, die nach Westen und Norden abflossen, war der Siebergletscher immerhin noch so groß, daß die wenig geräumigen

Mulden westlich der Sieber-Oder-Wasserscheide als Sammelbecken allein kaum ausgereicht haben können. Hier dürfte ein Zusammenhang mit dem Oder-Firnfeld bestanden haben, was bedeutet, daß Eis aus dem Oderbereich nach Westen über die 770 m hohe Sieber-Oder-Wasserscheide beim Sonnenberger Wegehäus abgeflossen sein mußte. Nach Norden hingegen scheint

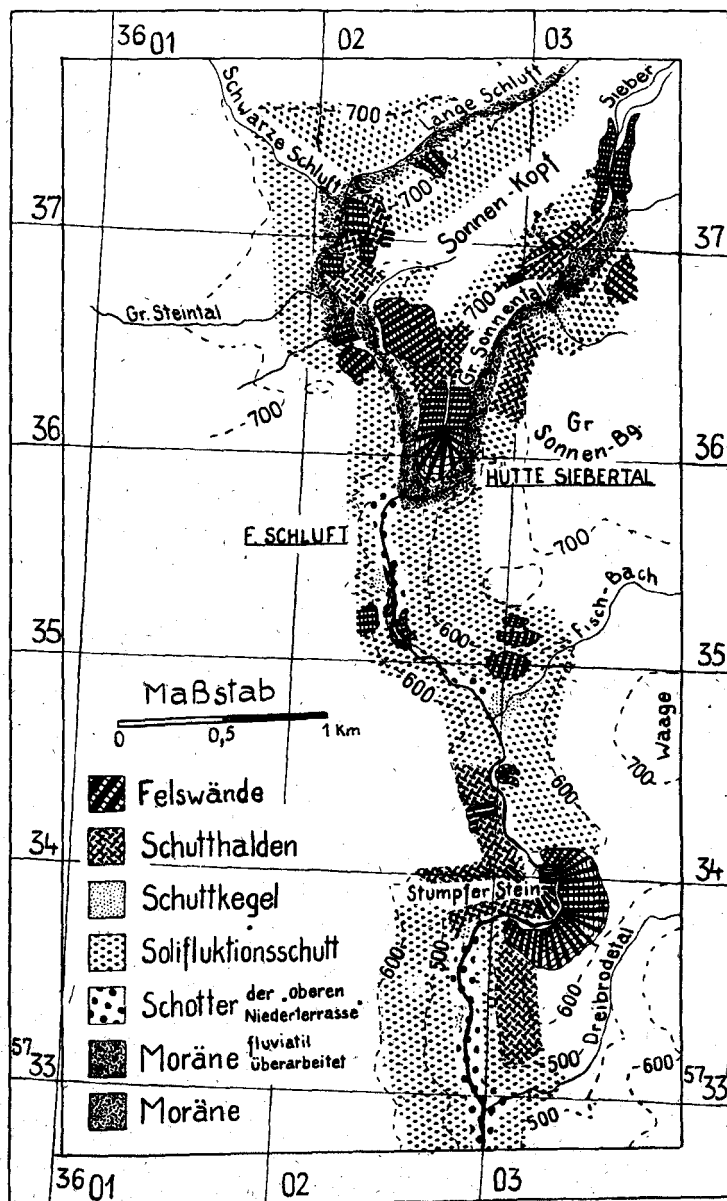


Abb. 11. Geologisch-morphologische Karte des Siebertals

zwischen dem Oderfirnfeld einerseits und dem Kellwasser- und Radaugletscher andererseits kein derartiger Kontakt bestanden zu haben. Teils wird das durch die sehr geringe Ausdehnung des Radaugletschers angezeigt, teils und viel bestimmter durch das scharfe Absetzen der Karformen des Kellwassers gegen die Hochfläche. Der Eisscheitel des Oder-Firnfeldes dürfte danach nicht viel über 800 m hoch gewesen sein, weil sonst ein Eisabfluß nach Norden über die Wasserscheide zwischen Bruchberg und Magdbett westlich Torfhaus zum Kellwasser hin erfolgt wäre. Mit diesem Betrag um 800 bis etwa 820 m wird also die obere Grenze des Oder-Eisfeldes angedeutet. Zu einem gleichen Wert

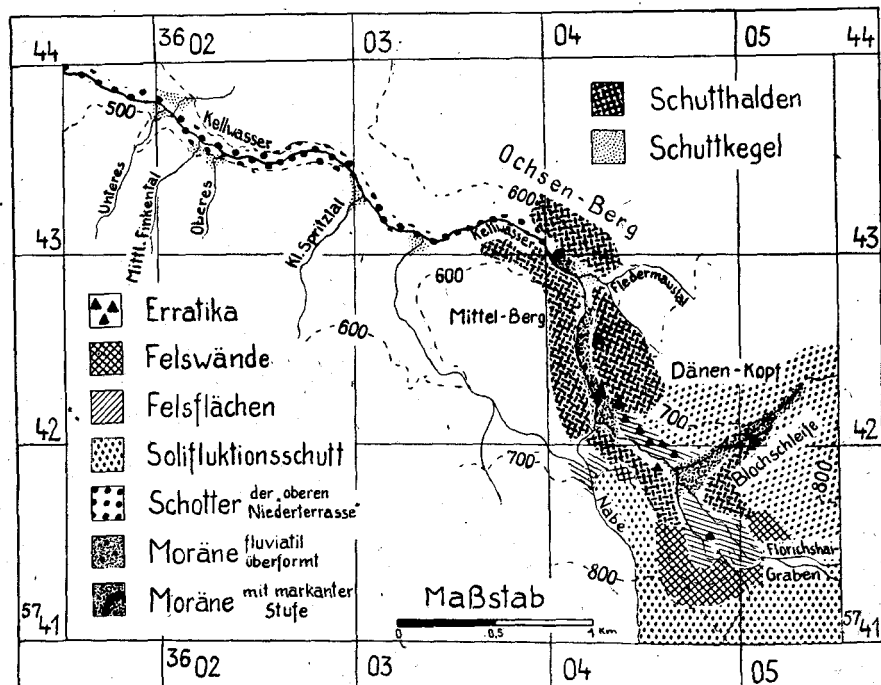


Abb. 12. Geologisch-morphologische Karte des Kellwassertales

führt folgende Erwägung: Der helle feinkörnige Quarzit des Bruchberges, der in den Moränenbögen im Odertal als Geschiebe enthalten ist, steht erstmalig etwa 1,5 km westlich vom Oderteich oberhalb 800 bis 820 m an. Von der relativ flachen und weiträumigen Abdachung zum Oderteich mußte also der Teil unterhalb dieses Höhenwertes sicher zum Ursprungsgebiet des Gletschers gehört haben. Außerhalb der so gezogenen Grenze bleiben die Gipfel und Kammhöhen des Bruchberges (919 und 928 m) im Westen, der Achtermannshöhe (926 m) und des Brockens (1140 m) im Osten. Obgleich eine Entscheidung erst nach späteren Studien im Ostteil des Harzes gefällt werden kann, nehmen wir doch schon an, daß die Gipfel dieser Erhebungen teils aus Mangel an Raum, teils wegen zu starker und freier Exponiertheit gegen den Wind nicht mehr lückenlos verfirnt oder vereist waren. Kleinere Kargletscher und lokale Hangverfirnungen mögen dabei durchaus möglich

gewesen sein. Wir haben keinen zwingenden Grund für andere Annahmen. Auch die von J. Hövermann²³⁾ studierten Periglazialerscheinungen am Bruchberg rechtfertigen unsere Vermutung bezüglich der Eis- und Firnfreiheit der Gipfel. Bleibt man nach diesen Erwägungen wenigstens einstweilen bei dem Höhenwert 800 bis 820 m als der minimalen und vielleicht auch wohl etwas zu klein veranschlagten Höhengrenze des Ursprungsgebietes des Odergletschers, dann ergibt sich für dessen Gesamtareal eine Größe von ungefähr 13,5 qkm, wovon nur 2 bis 3 qkm auf die Talgletscherstrecke entfielen. Mit seiner Länge und Fläche entsprach er — um einen Vergleich mit einem bekannten Gletscher einzuflechten — etwa dem Hintereisferner (Ötztaler Alpen) von 1922. Alle übrigen Gletscher waren wesentlich kleiner und maßen schätzungsweise nur einige Quadratkilometer. Ihre Firngebiete dürften aber zum Teil Zusammenhang mit dem Firngebiet des Odergletschers gehabt haben, so vor allem die beiden zum Siebental führenden Gletscher, die sich mit dem Odergletscher in der Südost- und Ostabdachung des Bruchberges teilten.

Für die Bestimmung der Mächtigkeit der Gletscher sind keine befriedigenden Anhaltspunkte gegeben. Die an den Hängen des Odertals und des Kellwassertals nachgewiesenen Erratika geben nur einen unsicheren Maßstab ab, insofern sie an sich schon nicht die Maximalstände des Eises zu bezeichnen brauchen und außerdem auch verrutscht sein können. Immerhin deuten sie mit dem Unterschied ihrer heutigen größten relativen Höhenlage, die im Kellwassertal 30 m und im Odertal 45 m beträgt, auf die Wahrscheinlichkeit, daß der Odergletscher mit Bezug auf die Eisdicken die übrigen Gletscher wesentlich übertraf. Für den Bereich seines Sammelbeckens läßt sich ein Minimalwert der Mächtigkeit ableiten. Der Spiegel des Oderteichs als Zentralpunkt des Sammelbeckens liegt bei 720 m, der Talboden noch etwa 10 m tiefer. Der in den Moränen als Geschiebe enthaltene Quarzit steht über dem Teich oberhalb 800 bis 820 m an. Die Differenz zwischen diesen Höhenwerten, 90 bis 110 m, gibt einen Ausdruck für die Mindestmächtigkeit. Tatsächlich dürfte die Firn- bzw. Eismächtigkeit diesen Minimalwert erheblich übertroffen haben.

Aus allen Daten über Größe und Gestalt der Gletscher ergibt sich eine starke Bevorzugung des Odertales hinsichtlich der Gletscherentwicklung. Sie mag besonders auffallend erscheinen angesichts der Südorientierung von Sammelmulde und Talzug. Doch findet sie ihre Begründung in einer Reihe von natürlichen Faktoren. Dazu gehört in erster Linie, daß der Odergletscher im Vergleich zu den übrigen Gletschern ein vielfach größeres Einzugsgebiet hatte, Odertal-, Siebental- und vielleicht auch Kellwassertal- und Radaugletscher dürften zwar zeitweilig ein gemeinsames großes Firnfeld gehabt haben; aber der Odergletscher hatte dann den Riesenanteil daran dank dem Umstande, daß der größte Teil dieses Gebietes sich auf den heutigen Oderteich hin abdachte. Dieses Einzugsgebiet lag sodann besonders günstig zu den Winden aller Richtungen. Rings umgeben von bedeutenden, durchweg 200 m höheren Aufragungen wie dem Bruchberg im Westen, Sonnen- und Rehberg im Süden, Achtermann und Brocken im Osten, mußte die weitgespannte Hochflächenmulde um den Oderteich entsprechend der vorzugsweise leeseitigen Ablagerung des Schnees ein bevorzugtes Sammelbecken werden, gleich aus welcher Richtung der Wind kam. Zudem ist seit langem bekannt und in

neueren Untersuchungen^{32) 48) 50)} wieder bestätigt worden, daß in Mitteleuropa die Winde westlicher Richtungen auch in der Eiszeit die Hauptniederschlagsbringer waren. So darf in Analogie zu den gegenwärtigen Verhältnissen, die uns gerade diesen Hochflächenbereich unter Einfluß westlicher Winde und der orographischen Gegebenheiten als den niederschlagsreichsten und schneereichsten Teil des Harzes zeigen, angenommen werden, daß zur Zeit der Gletscherbildung dies Gebiet eine ebenso bevorzugte Stellung hatte.

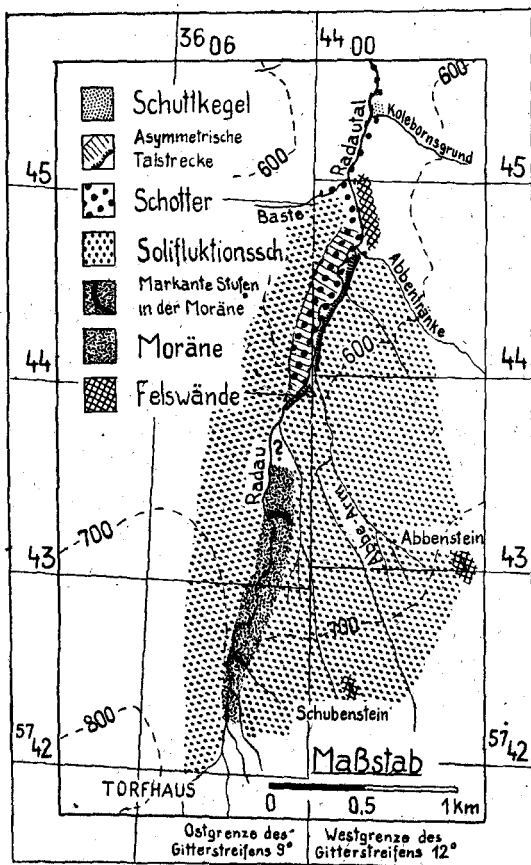


Abb. 13. Geologisch-morphologische Karte des Radautales

Zu diesen Faktoren, die die Entwicklung des Firngebietes und die Stoßkraft des Gletschers begünstigen, traten andere, die sich besonders auf seine Längsentwicklung vorteilhaft auswirken mußten. Das waren vor allem die speziellen Eigenschaften des Talzuges. Seine Enge und die Steilheit und Höhe seiner Hänge (200 bis 300 m relativ), die ihm das Aussehen einer tiefen Furche verleihen, bringen es mit sich, daß der Talgrund bis zum Ende der Moräne den ganzen Tag über mit Ausnahme einer nur kurzen Zeit um Mittag in tiefen Bergschatten getaucht ist. Außerdem wird das Tal fast ständig von einem Kaltluftstrom durchflossen, der in den Abendstunden und im Winter um so mehr Verstärkung erfährt, als oberhalb der Steilhänge noch eine weiträumige flache Abdachung dem Tal zugeneigt ist. Haben heute diese besonderen Verhältnisse aus dem Tal bis zur Tiefenlinie von 420 m

jede Kultur fern gehalten, so bedeuten sie für die eiszeitlichen Gletscher sicherlich eine erhebliche Herabminderung der Ablation.

Für die anderen Gletscher lagen die Begleitumstände weit ungünstiger; vor allem mangelte es ihnen an Einzugsgebiet. Da das Großrelief schon prä-diluvial geschaffen worden ist, auch die Talzüge schon zu Beginn des Eiszeitalters bestanden^{1) 23)}, konnten im Pleistozän die aus der Zeit zuvor stammenden Relieffzüge sehr nachdrücklich die Verteilung und die hier mehr, dort weniger starke Entwicklung der Gletscher mitbestimmen.

Wir haben bis hier die einstigen Gletscher zur Zeit ihrer maximalen Ausdehnung zu rekonstruieren versucht. Wandert man ihre Moränen vom unteren Ende an talaufwärts ab, so stellen sich manche Erscheinungen ein, die jüngere Gletscherstände andeuten. Vielleicht gehört dazu schon jene stauchmoränenartige Bildung in 460 m Höhe unter dem Hange des Schachtelkopfes, die bereits in anderem Zusammenhange aus dem Odertal beschrieben wurde (Abb. 6). Das Oberflächenbild ist an dieser Stelle aber nachträglich zu sehr überformt worden, als daß wir es wagen möchten, aus dem Aufschluß allein auf eine markante Staffel der Gletscherentwicklung zu schließen. Anders steht es mit den großen Moränenbögen im Odertal zwischen 530 und 560 m, die annähernd genau halbwegs zwischen dem unteren Moränenende und den Sammelbecken beim Oderteich liegen. Sie sind ein beredtes Zeugnis für einen jüngeren, morphologisch sehr wirkungsvollen Gletscherstand, gemessen an der Moränenmächtigkeit und dem Ausmaß der an dieser Stelle geschaffenen Formen. Die einzelnen ineinander geschachtelten Bögen kennzeichnen entsprechend ihrer engen Aufeinanderfolge Staffeln gleicher Zeit. Es besteht aber keinerlei Anhalt dafür, diesen jüngeren, durch Moränenbögen dokumentierten Gletscherstand etwa als Ausdruck einer jüngeren selbständigen Vereisung oder auch nur als selbständiges Stadium einer Vereisungsepoche dem Maximalstand des Gletschers als einem älteren Stadium derselben Epoche gegenüberzustellen in dem Sinne, daß beide Stadien durch eine Phase günstigeren Klimas getrennt gewesen seien. Wir haben dieser Frage ihrer Bedeutung gemäß besondere Aufmerksamkeit geschenkt und den Eindruck gewonnen, daß der Gletscher aus seinem Maximalstand in derselben Vereisungsperiode auf etwa die Hälfte seiner Länge als Talgletscher zurückging, hier im neuen Stand längere Zeit verharrte, durch lokale Oszillationen die großen Moränenbögen schuf und erst dann mit weiterer Veränderung des Klimas zum gänzlichen Rückzug und zur Auflösung kam.

Zu grundsätzlich gleichen Vorstellungen geben die Verhältnisse in den übrigen Tälern Anlaß. Auch hier finden sich als Zeugen jüngerer Gletscherstände auf jeweils halber Länge des ursprünglichen Gletscherstandes markante Stufen- oder Wallformen, verbunden mit örtlichem Anschwellen der Moränenmächtigkeit; so im Großen Sonnentäl zwischen 640 und 680 m Höhe, im Kellwassertal bei 580 m dicht unter der Mündung des Nabetals, im Radautal bei 670 bis 680 m (Abb. 11 bis 13).

Die morphologischen Verhältnisse gestatten also die Gletscherentwicklung wenigstens einstweilen in drei Phasen zu gliedern: in die Phase des Vorrückens bis zum Maximalstand, in eine Phase des Rückzuges bis auf einen Zwischenstand mit der Ausbildung neuer Endmoränen und in eine letzte Phase des gänzlichen Schwindens der Gletscher. Daß diese letzte Phase noch einmal durch weitere Halte mit der Bildung kleiner Endmoränen unterbrochen wurde, ist nicht wahrscheinlich. In der Blochschleife tritt zwar bei 670 m noch einmal eine wallartige Stufe im Talschutt auf, die sich möglicherweise noch als Rückzugsstaffel deuten ließe; doch findet sie in den übrigen Tälern kein Gegenstück.

b) Die klimatische Schneegrenze und die Schneegrenzdepression

Eine besondere Schwierigkeit bereitet wie immer bei der Rekonstruktion vorzeitlicher Verhältnisse die Bestimmung der klimatischen Schneegrenzen. Man kann sich nur der einfachsten Methoden bedienen und muß

es gut sein lassen, wenn einigermaßen brauchbare Annäherungswerte gefunden werden. Unter der Voraussetzung, daß die oben ausgesprochene Ableitung stimmt, nach der die höheren, das Oderteichgebiet umgebenden Gipfel wegen Kleinräumigkeit nicht mehr vereist waren, können trotz ihrer bekannten Mängel die sogenannte Gipfelmethode und ebenso die Methode von H. v. Höfer¹³⁾ 29) zu Rate gezogen werden. Nach der ersten Methode wird das arithmetische Mittel gebildet aus jener Gipfelhöhe, bei der sich bereits dauernde Firnfelder oder schon kleine Gletscher gebildet hatten, und jener Gipfelhöhe, bei der dies noch nicht der Fall war. Erfahrungsgemäß liegt dieser Mittelwert um 100 m zu hoch¹³⁾, was von uns bei ihrer Anwendung gleich in Ansatz gebracht wurde. Nach der Höferschen Methode gilt das arithmetische Mittel aus der mittleren Höhe der Umrahmung des Firnfeldes und der Höhe des Gletscherendes als ungefähre Höhe der Schneegrenze. Im Falle des Oedertales, wo sich mit einiger Genauigkeit das Gletscherareal bestimmen ließ, kann auch die von E. Richter und E. Brückner ausgesprochene, aber doch nicht durchweg gültige Erfahrung angewandt werden, daß sich die Flächen des Nähr- und Zehrgebietes eines Gletschers wie 3:1 verhalten. Man muß sich bei Betrachtung der Rechenergebnisse der Mängel bewußt bleiben, die einerseits in den Methoden und andererseits in den zur Anwendung kommenden, z.T. nur auf Rekonstruktionen beruhenden Grundwerten liegen. Bei allen Methoden haben wir nach mehrmaligem Rechnen den jeweils höchsten Ergebnissen Vorzug gegeben, um Überschätzungen hinsichtlich des Vereisungsgrades vorzubeugen. Die Ergebnisse, geltend für den Zeitraum des Maximalstandes der Gletscher, sind in Tabelle 3 enthalten. Die für die einzelnen Täler

Tabelle 3. Klimatische Schneegrenzen zur Zeit des Maximalstandes der Gletscher in m über NN

Tal	Areal- methode	Gipfel- methode	Höfersche Methode	Wahr- scheinlichster Wert
Odertal	720	710	670	705
Siebertal:				
a) Gr. Sonnentäl ..		670	710	690
b) Lange Schlucht ..		660	710	685
Kellwassertal		650	690	670
Radautal		690	710	700

nach den verschiedenen Methoden gefundenen Werte nähern sich z.T. recht gut, weichen in anderen Fällen aber reichlich voneinander ab. Das Mittel aus den Einzelbeträgen für das einzelne Tal möge als der wahrscheinlichste Betrag gelten (letzte Rubrik der Tabelle). Diese wahrscheinlichsten Beträge zeigen von Tal zu Tal entsprechend der Kleinheit des Gesamtgebietes keine großen Unterschiede mehr. Die tiefsten Werte gehören den in westliche Richtungen geöffneten Tälern und Talschlüssen an und dürften hier eine Folge der Exposition zur Hauptniederschlagsseite sein, z.T. auch eine Folge erhöhten Schutzes gegen Insolation.

Aus diesen wahrscheinlichsten Werten unserer Tabelle läßt sich für weitere Vergleichszwecke auch die durchschnittliche Höhe der Schneegrenze für die ganze Harzhochfläche ermitteln. Sie beträgt rechnerisch genau 690 m; doch

sprechen wir fortan Einfachheit halber von 700 m. Der Betrag mag gegenüber den bekannten Würmeiszeitlichen Schneegrenzhöhen in den Vogesen (900 m), im südlichen Schwarzwald (1000 m), im nördlichen Schwarzwald (900 m), im Böhmer Wald (1000 bis 1100 m) und Riesengebirge (1200 bis 1250 m) als sehr niedrig erscheinen; und doch fügt er sich ihnen sehr gut ein, wenn man sich von der Vorstellung A. Pencks⁴²⁾⁴³⁾ frei macht, daß hier im Norden die Schneegrenze höher gelegen habe als im Süden.

Auf ähnlichem Wege vergleichender Betrachtung läßt sich auch die Schneegrenzdepression ermitteln. Voraussetzung ist die Kenntnis der gegenwärtigen Schneegrenze über dem Harz. Es bieten sich zwei einfache Möglichkeiten dar, sie annäherungsweise zu bestimmen. Gesetzt, die heutige Schneegrenze falle von den Nordalpen, wo sie im Mittel bei 2400 bis 2500 m liegt, ziemlich gleichmäßig nach Norden bis zum Snehaetta, wo sie den Wert von 1600 bis 1650 m hat, dann zöge sie über den Harz in etwa 2100 m hinweg. Ein ähnlicher Wert ergibt sich auch auf folgende Weise. In den Nordalpen entspricht der Höhe der Schneegrenze von 2400 m eine mittlere Jahrestemperatur von $-2,5$ bis -3° . Gesetzt, diese Temperatur herrsche auch an der heutigen Schneegrenze über dem Harz, dann ließe sich ihre Höhenlage hier etwa vom Brocken aus (1150 m, $2,4^{\circ}$ Jahresmittel) mit Hilfe des hier gültigen Wertes für die Abnahme der Temperatur mit der Höhe, $0,58^{\circ}/100$ m im Jahresmittel, auf 2000 bis 2100 m bestimmen. Nach diesem auf zweierlei Weise gewonnenen Wert ergibt sich die pleistozäne Schneede depression im Harz zu 1300 bis 1400 m (2000 bis 2100 minus 700). Das ist ein Betrag, der die Schneegrenzdepression in den Nordalpen, wo sie 1200 m betragen haben soll, merklich überschreitet. Wir kommen in einem anderen Zusammenhang noch einmal darauf zurück.

Die bisherigen Ausführungen beziehen sich auf den Maximalstand der Vergletscherung. Es wurde indes auch versucht, die Höhe der Schneegrenze für die Zeit des großen Rückzugshaltes der Gletscher zu bestimmen. Für diesen Fall scheidet die Gipfelmethode als ungeeignet aus, weil sie gegenüber dem Maximalstand der Gletscher keine anderen Werte liefert. Die übrigen Methoden ergaben fürs Odertal 740 m, für das Siebertal 720 m, für das Kellwassertal 700 m und für das Radautal 725 m. Wie durch einen Vergleich mit den Werten der Tabelle 3 erkennbar, betrug die Hebung der Schneegrenze während des Rückzugs der Gletscher von ihrem äußersten Stand bis zum zweiten größeren Halt im einzelnen zwischen 20 und 40 m. Für den Odergletscher fiel das nicht sehr ins Gewicht; er verlor zwar die Hälfte der Länge im Bereich seiner Talgletschergestalt, behielt aber dank der Größe des Sammelbeckens immer noch ein Areal von etwa 12 qkm. Die übrigen an und für sich schon kleineren Gletscher schrumpften dagegen sehr viel stärker ein. Im Großen Sonnental, in der Langen Schlufft und im Radautal gingen sie zurück auf die Gestalt von relativ kleinen Gehängegletschern und befanden sich damit vornehmlich wegen des stärker spürbar gewordenen Mangels an Einzugsgebiet nahe der Grenze ihrer Existenzmöglichkeit.

Die Schneegrenzdepression war zu dieser Zeit entsprechend der nur geringen Hebung der Schneegrenze wenig verändert gegenüber der Zeit des Maximalstands der Gletscher. Man mag das als weiteren Hinweis dafür nehmen, daß, wie oben schon morphologisch gefolgt, aus dem unteren Moränenende und

den späteren Rückzugsmoränen nicht auf zwei verschiedene Vereisungsepochen geschlossen werden darf.

2. Das Alter der Erscheinungen

Die Datierung der Vergletscherungserscheinungen ist dadurch wesentlich erleichtert, daß mit dem fluviatilen Schotterkörper, der talabwärts an die Moräne anschließt, eine feste Zeitmarke gegeben ist. Der Schotterkörper durchzieht die Täler bis in ihren Mittel- und Unterlauf. Er ist hier überall durch zwei Terrassenflächen gekennzeichnet: eine Untere Niederterrasse, die sich nur wenig über den heutigen Flußspiegel erhebt und meist mit Auelehm bedeckt ist, und eine um einige Meter höhere Obere Niederterrasse, die mit

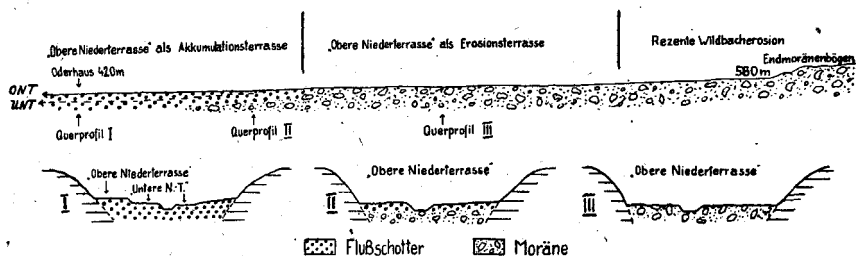


Abb. 14. Längsprofil durch das Odertal zwischen 240 und 580 m Höhe. — I, II, III = dazugehörige Talquerschnitte. ONT = Obere Niederterrasse, UNT = Untere Niederterrasse

der Oberfläche des Schotterkörpers identisch ist. In genetischer Hinsicht stellt diese Obere Niederterrasse eine dem Schotterkörper gleichaltrige Akkumulationsterrasse dar, die Untere Niederterrasse dagegen eine jüngere Erosionsterrasse. Es ist ein Terrassensystem, das in allen Harzrandtälern vertreten ist^{25) 53)} und auch in den übrigen Tälern des Niedersächsischen Berglandes wiederkehrt^{39 a)}. Die jüngsten Untersuchungen haben mit Bezug auf das Alter der Terrassen zu dem Ergebnis geführt, daß die Obere Niederterrasse als Akkumulationsterrasse im Verein mit dem Schotterkörper in einer Kaltphase der Würmeiszeit, die Untere Niederterrasse als Erosionsterrasse im darauffolgenden Spätglazial gebildet wurde⁵³⁾. Es ergab sich ferner, daß die Würmeiszeit in den Tälern dieser Mittelgebirgsregion lediglich durch einen Aufschotterungskörper widergespiegelt wird. Beide Terrassen sind in manchen Tälern bis hoch in den Harz hinein verfolgbare, so beispielsweise im Odertal. Hier sind sie noch in der Gegend des Oderhauses gut entwickelt und voneinander durch eine Terrassenstufe von 2 m deutlich geschieden (Abb. 14, Profil I). Weiter talaufwärts vermindert sich die Höhendifferenz sehr rasch, und nach rund 800 m Wegstrecke führt die spätglaziale Untere Niederterrasse ins Niveau der glazialen Oberen Niederterrasse über, hat also die spätglaziale Erosionsterrasse ihr Ende gefunden, so daß nur noch die Obere Niederterrasse allein das Flußbett der Oder begleitet (Abb. 14, Profil II).

Für die Datierung der Vereisungserscheinungen bzw. ihres nachgelassenen Formenschatzes ist nun die Tatsache entscheidend, daß sich der würmeiszeitliche fluviatile Schotterkörper in allen vier untersuchten Tälern oberflächlich im gleichen Niveau und im Querschnitt unmittelbar an das

untere Ende der Moräne dergestalt anpaßt, daß der Schotterkörper an seiner Wurzel als das Äquivalent zur Moräne, gewissermaßen als der vorgebaute Sander zum einstigen Gletscher erscheint (Abb. 14, Längsprofil). Die Moräne gehört derselben Eiszeit an wie der Schotterkörper. Das ganze Vergletscherungsphänomen ist also würmeiszeitlich.

Man kann nun innerhalb dieser Vergletscherungsperiode die einzelnen Erscheinungen und Vorgänge altersmäßig noch weiter ordnen. Der Ansatz dazu ist schon im vorhergehenden Abschnitt mit der Feststellung von drei Entwicklungsphasen erbracht, wobei die erste Phase das Vorrücken der Gletscher bis zum Maximalstand und diesen selbst umschließt, die zweite Phase den Rückgang der Gletscher auf die Hälfte ihrer ursprünglichen Länge und den Zwischenhalt mit der Bildung der großen Moränenbögen im Odertal umfaßt, und die dritte Phase den endgültigen Rückgang der Gletscher und ihr Schwinden zum Inhalt hat. Es dürfte außer Zweifel stehen, daß diese jüngste Phase dem Spätglazial entspricht, in dem auch das Inlandeis aus dem nördlichen Mitteleuropa, dem norddeutschen und polnischen Tiefland verschwand, ein Vorgang, der schon um einige Zeit vor der Allerödschwankung beendet und unmittelbar von der großen Binnendünenbildung begleitet und gefolgt war. Die zweite Phase der Gletscherentwicklung kann danach nur dem Hochglazial, und die erste Phase nur dem Frühglazial entsprochen haben, wobei anzunehmen ist, daß die Vergletscherung des Harzes infolge seines an sich schon rauheren Höhenklimas und seiner Exposition zu ozeanischen Niederschlagseinflüssen im Frühglazial schon zu einer Zeit begann, als das Inlandeis von Skandinavien her Norddeutschland noch nicht erreicht hatte.

In diese Gliederung fügen sich auch die fluviatilen Vorgänge ein. Die Verhältnisse im Odertal gestatten dank dessen größerer Längenentwicklung den besten Einblick. Den Längs- und Querprofilen der Abb. 14 sind zwei in diesem Zusammenhang besonders wichtige Tatsachen zu entnehmen. Die eine betrifft das Übergreifen der oberen Lagen des Schotterkörpers über das untere Ende der Moräne bis zu einer Länge von 800 bis 1000 m. Die andere Tatsache ist das völlig ungestörte Übergreifen der Oberen Niederterrassen-Fläche vom fluviatilen Schotterkörper, wo sie als Akkumulationsterrasse entwickelt ist, auf die Moräne, wo sie im ganzen den Charakter einer Erosionsterrasse annimmt, obgleich auch hier gelegentlich noch einmal kleinere Schotteransammlungen akkumulativen Charakters auftreten. In dieser Eigenschaft als Erosionsterrasse ist sie talaufwärts bis dicht vor die Endmoränenbögen des jüngeren Gletscherstandes fast überall in guter Geschlossenheit entwickelt. Weiter talaufwärts ist sie nicht mehr mit Sicherheit verfolgbar. Es kommen zwar in einiger Höhe über dem heutigen Oderbett und über den rezenten Wildbachzerschneidungen immer mal wieder Terrassenflächen auf kleinem Raume vor, doch lassen sich diese nicht mehr als Teile der Oberen oder Unteren Niederterrasse ansprechen.

Diese beiden Tatsachen, das Übergreifen des Schotterkörpers auf die Moräne und das Übergreifen der Oberen Niederterrasse vom Schotterkörper auf die Moräne bei gleichzeitigem Wechsel ihres genetischen Charakters, weisen ziemlich deutlich darauf, daß der Aufbau des fluviatilen Schotterkörpers zumindest im Bereich seiner Wurzel als Korrelat einer Abtragung im Moränenbereich in der Zeit erfolgte, als der Gletscher von seinem Maximalstand

zurückwich und in seinem jüngeren Halt verharrte, also zur Hauptsache im Übergang vom Früh- zum Hochglazial und im Hochglazial selbst. Die zweite Phase der Gletscherentwicklung war also hinsichtlich der fluviatilen Vorgänge eine Phase der Akkumulation. Das Ergebnis stimmt überein mit der allgemeinen Vorstellung, daß das Hochglazial generell eine Phase der Flußakkumulation gewesen sei, ergänzt sie aber insoweit, als hier die Akkumulation schon mit dem Übergang vom Früh- zum Hochglazial wahrscheinlich ist.

Dieser Akkumulation ist, wie am besten aus dem Querprofil I in Abb. 14 ersichtlich, eine Zeit der Erosion vorausgegangen, in deren Talausräumung der Schotterkörper eingebettet wurde. Eine genaue Datierung dieser Erosionsphase ist auf der Grundlage der lokalen Gegebenheiten nicht möglich; doch ist es nach den Profilen denkbar, daß sie bis in die Zeit des Vorrückens der Gletscher auf ihren Maximalstand, also bis ins Frühglazial dauerte.

Eine weitere Bereicherung erfahren die bisherigen Betrachtungen noch durch ihre Ausdehnung auf die Schwemmschuttfächer, die eine fast regelmäßige Ausstattung der trichterförmigen Nebentalmündungen sind (Abb. 10 bis 13). Am klarsten liegen die Verhältnisse wieder im größeren Odertal, wo diese Formen unterhalb der großen Moränenbögen in jedem Talausgang auftreten; oberhalb der Moränenbögen aber fehlen. Gewöhnlich handelt es sich um drei ineinandergeschachtelte oder nebeneinander gestaffelte Schuttfächer verschiedener Größe und auch verschiedenen Alters. In allen Fällen ist der oberste und älteste am größten und mächtigsten entwickelt, der unterste und jüngste dagegen am schwächsten. Der Fuß der beiden älteren Schuttfächer ist stets gekappt und durch einen steilen Erosionshang ersetzt, der ihre Oberfläche von der Moräne bzw. — in der nach unten anschließenden Talstrecke — von der würmeiszeitlichen Oberen Niederterrasse trennt. Beide Schuttfächer sind danach älter als Würm. Sie wurden in der einen Talstrecke durch den vorrückenden Gletscher, in der anderen durch die Flußerosion gekappt. Der Fuß des jüngsten Schuttfächers ist dagegen überall in typischer Fächerform erhalten und randlich bis auf den Talboden vorgezogen. Künstliche Aufschlüsse, geschaffen durch Wildbachverbauung wenig nördlich vom Andreasberger Rinderstall und an der Mündung des Morgensterntales, sowie durch Munitionssprengung entstandene Trichter vor der Mündung des Dietrichstals zeigten ein Übergreifen dieser jüngsten Schwemmschuttfächer auf die Moräne mit deutlicher Grenze zwischen beiden Materialien. Ihre Bildung kann also erst erfolgt sein nach Rückzug des Odergletschers von seinem Maximalstand bis zum zweiten größeren Halt, also frühestens im Hochglazial. Das bestätigen auch die Verhältnisse im gleichen Tal unterhalb der Moräne. Auch hier ist der jüngste Schwemmschuttfächer bis auf den Talgrund vorgebaut und erhalten; aber sein Material ist — wie Aufschlüsse am rechten Talhang unterhalb der Odermühle lehrten — verzahnt mit dem Material der hochglazialen Oberen Niederterrasse. Die Bildung der Schwemmschuttfächer und die Terrassenakkumulation waren also gleichzeitig.

Beendet wurde die Bildung der jüngsten Schwemmschuttfächer allem Anschein nach zu Anfang des Spätglazials, der Phase des endgültigen Gletscherschwundes. Jedenfalls ist es eine auffallende und in diesem Sinne sprechende Tatsache, daß selbst in dem längeren Odertal oberhalb der Moränenbögen des zweiten Gletscherhaltes keine Schuttfächer mehr gegen die spätglazial

eisfrei gewordene Moräne vorgebaut wurden. Dies hätte noch zweimal geschehen können, beim Rauschenbachtal und beim Rollsteinsloch. Die Mündungen beider sind aber nicht mehr mit Schuttfächern, sondern mit moränischem Material gefüllt (Abb.10). So hat mit Einsetzen des spätglazialen Klimas die Schwemmschuttfächerbildung ebenso aufgehört wie die Solifluktion und die fluviatile Akkumulation der Oberen Niederterrasse.

Im Zusammenhang mit diesen ganzen Datierungsfragen ist noch eine Erscheinung zur Darstellung zu bringen, die allgemeiner Beachtung wert erscheint. Bei der Rekonstruktion des Odergletschers ergab sich eindeutig, daß sich das Sammelbecken dieses Gletschers im Bereich der Hochflächen des Oderteichs befand. Trotz dieses einwandfreien Ergebnisses finden sich auf der Hochfläche Periglazialformen von allerdings nur schwacher Ausprägung. Es sind einerseits auf dem Wege der physiologischen Geschiebeanalyse festgestellte Anzeichen für stattgehabte Solifluktion, andererseits kleine asymmetrische Tälchen, die nach Art ihrer Beschaffenheit nur klimatisch bedingt sein können. Sie gehören der flachen Abdachung nordwestlich vom Oderteich an, führen zur Oder und sind kurz und von nur geringer Hanghöhe. Ihre Steilhänge sind sowohl in nördliche wie in südliche und westliche Richtungen exponiert, was zu einem Teil auf primäre, zum anderen Teil auf sekundäre Asymmetriebildung hinweist⁴⁸⁾.

Nachdem gar nicht daran zu zweifeln ist, daß das Gebiet Firngebiet des Odergletschers war, kann dieser periglaziale Formenschatz erst nach gänzlicher Auflösung des Gletschers und dem Schwinden auch der letzten Eisreste entstanden sein. Daß aber die strengen klimatischen Bedingungen, die gerade die asymmetrischen Täler für ihr Zustandekommen stellen, noch durch das Klima erfüllt waren, das im Spätglazial die endgültige Auflösung der Gletscher wie des Inlandeises in Norddeutschland verursachte, ist nach allem, was über dieses Klima gerade durch jüngste Forschung bekanntgeworden ist, ganz unwahrscheinlich^{51) 52)}. Das Klima der dann folgenden Allerödzeit, das Mitteleuropa eine Wiederbewaldung mit einer Hebung der oberen Waldgrenze in den deutschen Mittelgebirgen auf 500 bis 1000 m brachte^{17) 18) 19)}, hat diese Formen noch weniger hervorbringen können. So bleibt nur die Möglichkeit, daß sie in der sogenannten Jüngeren Tundrenzeit geschaffen wurden. Die Wahrscheinlichkeit hierfür wird sehr groß, wenn man die bisher bekannten Wirkungen dieses Kälterückfalls ins Auge faßt. Auf den Britischen Inseln verursachte er einen neuen Gletschervorstoß bei Schneegrenzhöhen von 500 bis 600 m im südlichen Irland^{15) 17) 39)}. In den Alpen führte er zur sogenannten Schlußvereisung, die H. Gams zeitlich mit ihm parallelisierte²⁰⁾. Im deutschen Mittelgebirge bewirkte er eine Senkung der oberen Waldgrenze auf 0 bis 500 m^{17) 18) 19)}, im Umland des Harzes nach den pollenanalytischen Untersuchungen von Steinberg⁶¹⁾ auf ca. 160 m. Der Senkung der Waldgrenze entsprach selbstverständlich auch hier eine Senkung der Schneegrenze. Über ihre Höhenlage zu dieser Zeit ist für das Mittelgebirge nichts bekannt. Für den Harz läßt sie sich aber auf folgende Weise ungefähr abschätzen. Die Differenz zwischen der heutigen Waldgrenze (1000 m) und der oben theoretisch bestimmten Schneegrenze (2000 bis 2100 m) beträgt 1000 bis 1100 m. Gesetzt, diese Höhendifferenz sei in der Jüngeren Tundrenzeit annähernd dieselbe gewesen, dann würde damals die Schneegrenze in 1160 bis 1260 m Höhe

gelegen haben, also eben über dem Brocken. Dieser Betrag läßt es durchaus möglich erscheinen, daß die höchsten Teile des Harzes in der Jüngeren Tundrenzeit wirklich noch einmal unter periglaziale Klimabedingungen gelangten. Wenn die morphologische Wirkung nicht stärker war als oben angegeben, dann ist das im wesentlichen wohl nur auf die Kürze der verfügbaren Zeit zurückzuführen.

Fassen wir die Ergebnisse der Datierungen noch einmal chronologisch zusammen. Ins Frühglazial (Würm) fällt der Beginn der Vergletscherung, das Vorrücken der Gletscher bis zu ihrem Maximalstand bei einer Senkung der Schneegrenze um schätzungsweise 1300 bis 1400 m auf rund 700 m als mittleren Betrag für die ganze Westharz-Hochfläche; in den Talstrecken vor dem unteren Gletscherende wird die anfänglich noch vorhandene fluviatile Erosion durch die beginnende Akkumulation abgelöst. Im Hochglazial gehen die Gletscher zurück auf einen höheren Stand, wo sie entsprechend dem Ausmaß der Odertal-Moränenbögen längere Zeit verharren; die Schneegrenze hat sich um 20 bis 40 m höhenwärts verlagert; die Bildung von Blockschutthalden, die Solifluktion und die Anlage von Schwemmschuttfächern, in der vorhergehenden Phase sicherlich schon begonnen, erfahren ihre höchste Intensivierung: die fluviatile Akkumulation wird verstärkt und durch die Anlage der Oberen Niederterrasse abgeschlossen; diese greift dabei als Erosionsterrasse auf die eisfrei gewordenen unteren Teile der Grundmoräne über. Im Spätglazial werden die Gletscher offenbar relativ schnell beseitigt; die Bildung der Blockschutthalden, der Schwemmschuttfächer sowie die Solifluktion haben aufgehört; das gleiche gilt von der fluviatilen Akkumulation; diese wird abgelöst durch eine Erosion, die im fluviatilen Schotterkörper des Hochglazials das Niveau der Unteren Niederterrasse als Erosionsterrasse schafft. Alle glazialen und periglazialen Vorgänge sind in dieser Zeit auch im Höhenklima des Oberharzes zur Ruhe gekommen. Die periglazialen Formungstendenzen leben hier jedoch oberhalb einer Höhe von etwa 750 bis 800 m mit großer Wahrscheinlichkeit vorübergehend wieder auf in der kurzen sogenannten Jüngeren Tundrenzeit.

III. Klimageschichtliche Folgerungen

Alle untersuchten und beschriebenen Formen und Vorgänge sind in erster Linie klimatisch bedingt und gestatten daher eine vielseitige klimageschichtliche Auswertung. Diese kann naturgemäß nur erst dann voll befriedigen, wenn die im Harz gewonnenen Erfahrungen in einen großräumigen Zusammenhang gerückt und mit den Ergebnissen aus anderen Teilen des Mittelgebirgsbereichs zum Vergleich und zur Erörterung gelangen werden. Dies würde aber eine Studie unter neuer Themastellung erfordern. Darum wollen wir im folgenden in bewußter Beschränkung nur andeutungsweise auf das eingehen, was zur weiteren Aufhellung der Vorzeitklimate Mitteleuropas beitragen kann.

Ein Ergebnis von weiterer Tragweite dürfte die Feststellung sein, daß die Vergletscherung im Harz bereits im Frühglazial begann und auch noch im Frühglazial ihre maximale Ausdehnung hatte. Darin liegt der Hinweis, daß hier die Vergletscherung ebenso zeitig einsetzte wie die Bildung des nordischen Inlandeises und des Alpeneises und somit wie diese bereits eine Reaktion

auf die primären Ursachen des gesamten Vereisungsphänomens in Europa war und nicht erst eine Reaktion auf einen späteren Entwicklungsgrad des Eiszeitklimas über Mitteleuropa, sei es als Folge der Selbstverstärkung des eiszeitlichen Vereisungs- und Klimaphänomens oder als Folge der klimatischen Fernwirkungen der allmählich gewachsenen größeren Eiskörper. Aus diesem Zusammenhang wird ersichtlich, daß die im Harz aus den geologischen und morphologischen Sachverhalten erschlossene Datierung auch Gültigkeit für die anderen einst vergletschert gewesenen Teile der deutschen Mittelgebirge haben dürfte. Klimageschichtliche Folgerungen, die aus ihrer Vergletscherung und insbesondere aus deren Hochstand gezogen werden, beziehen sich also noch auf das Frühglazial.

Durch den Nachweis der Harzvergletscherung wird das Bild, das man sich von der Vergletscherung der Mittelgebirge machte, nach Norden hin wesentlich ergänzt und abgerundet. Dank dieser Ergänzung lassen sich zwei Fragen, die in der jüngeren Literatur über das eiszeitliche Klima immer wieder anklingen, besser beurteilen als vordem. Es sind die Fragen nach den klimatischen Abstufungen im mitteleuropäischen Raum und nach dem Grade der Ozeanität oder Kontinentalität des eiszeitlichen Klimas. Auf diese beiden Fragen sei mit besonderer Bezogenheit auf den Harzraum kurz eingegangen.

Als ein Mittel der Betrachtung bietet sich das Verhalten der würmeiszeitlichen Schneegrenze im Gesamtbereich der Mittelgebirge nördlich der Alpen an. Es ist am besten an Hand von Profilen zu verfolgen. Bekannt ist die Tatsache, daß auf einem Ost-West-Profil diese als Klimaindikator sehr wichtige Linie absinkt. Im Riesengebirge lag sie in 1200 bis 1250 m, im Böhmer Wald in 1000 bis 1100 m, im nördlichen Schwarzwald in 900 bis 950 m. Auf eine Entfernung von insgesamt ca. 600 km fiel sie also etwa 300 m, d. h. 50 m auf 100 km. Man hat dies westwärtige Absinken der Schneegrenze stets mit vollem Recht als Ausdruck einer nach Westen zunehmenden Ozeanität des Klimas gedeutet. Für den Schwarzwald wie ebenso für die Vogesen wurde dabei seit langem mit allgemein anerkannten Argumenten wie der NO- und O-Exposition der Kare und der tiefsten Lage der Schneegrenze auf der Westseite der Gebirge ein Glazialklima mit westlichen Niederschlagswinden und mehr ozeanischem Einschlag angenommen. Ein Vergleich von Riesengebirge und Harz ergibt nun auf wesentlich kürzerer Strecke ein noch stärkeres Absinken der Schneegrenze, nämlich 550 m im ganzen oder über 100 m auf 100 km Entfernung. Das ist ein Betrag, der für den Harz einen noch stärkeren ozeanischen Klimateinschlag vermuten läßt, als er bisher für den Schwarzwald angenommen wurde.

Profile von Süden nach Norden lehren etwas Ähnliches. Vom Nordrand der Ostalpen fällt die würmeiszeitliche Schneegrenze in Richtung auf das Riesengebirge um 150 m auf 350 km Entfernung, also 45 m auf 100 km. Auf einem Profil parallel dazu, vom Nordrand der Bayerischen Alpen gegen den Harz, wo A. Penck^{42) 43)} und mit und nach ihm auch andere Forscher wie Lembke³³⁾, Brusch³⁾ und Büdel⁴⁾ ein Ansteigen der Schneegrenze annahmen, sinkt sie in Wirklichkeit sogar um 550 m auf 550 km, also um 100 m auf 100 km. Das mehr als doppelt so schnelle Einfallen auf diesem Westprofil weist wiederum auf stärkere Ozeanität des Klimas in diesem Bereich.

Solche Vergleiche haben natürlich ihre stark materialbedingten Mängel. Dennoch lassen sie mit ausreichender Verlässlichkeit erkennen, daß über Mitteleuropa Klimaabstufungen bestanden, die trotz des großen Unterschiedes zwischen dem wärmeiszeitlichen Glazialklima und dem Waldklima der Gegenwart wenigstens im Prinzip den heutigen ähnlich waren, und daß der Harz auch damals ein Klima mit vergleichsweise stark betontem ozeanischem Zug hatte.

Für diese beiden Befunde läßt sich durch einen engeren und auch etwas anders angelegten Vergleich von Harz und Schwarzwald eine Gegenprobe machen. Die höchsten Erhebungen beider Gebirge (Feldberg 1493 m, Brocken 1150 m) haben, wie H. Lembke³³⁾ schon einmal hervorgehoben hat, in der Gegenwart ein verhältnismäßig gleichartiges Klima*). Hinsichtlich der Niederschläge erscheint der Feldberg im Jahresmittel zwar um einige hundert Millimeter bevorzugt; doch hat dafür der Brocken das Niederschlagsmaximum und auch eine im Vergleich zum Feldberg größere Niederschlagssumme im Winter. Nahezu gleich sind die Temperaturmittel für die Monate und das Jahr. Im Harz herrscht also in der Gegenwart in 350 m tieferer Lage fast dasselbe Klima wie am Feldberg. Wenn eine solche Klimaabstufung auch in der Eiszeit bestanden hat, dann muß die Schneegrenze am Harz um diesen soeben genannten Differenzbetrag tiefer gelegen haben als im südlichen und mittleren Schwarzwald, nämlich bei $1000 - 350 = 650$ m. Das Ergebnis stimmt mit dem am Harz glazialmorphologisch erschlossenen Betrag so gut überein, daß es wirklich als Bestätigung gelten kann für die aus den obigen Profilen gezogenen Schlußfolgerungen hinsichtlich der Klimaabstufungen wie auch hin-

*) Klimadaten für den Feldberg (Schwarzwald) und Brocken

Mittlere Niederschlagsmengen in mm (1891–1930)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Feldberg (1494 m)	148	140	148	139	163	174	191	157	160	172	149	188	1929
Brocken (1140 m)	151	174	145	108	99	143	159	149	118	114	129	162	1651

Mittlere jahreszeitliche Niederschlagsverteilung

	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst		Jahr	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Feldberg	476	25	450	23	522	27	481	25	1929	100
Brocken	487	30	352	21	451	27	361	22	1651	100

Mittlere Temperatur in C° (1881–1930)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Feldberg (1493 m)	-4,0	-3,8	-1,9	0,7	5,6	8,5	10,5	10,4	7,5	3,5	0,0	-2,4	2,9
Brocken (1150 m)	-4,4	-4,4	-2,7	0,5	5,6	8,4	10,2	9,5	7,2	3,2	-1,0	-3,6	2,4
Diff. Feldb. — Brocken	+0,4	+0,6	+0,8	+0,2	0,0	+0,1	+0,3	+0,9	+0,3	+0,3	+1,0	+1,2	+0,5

sichtlich der vergleichsweise hohen Ozeanität des Harzklimas zur Zeit des Maximalstandes seiner Gletscher.

Das letzte mit Bezug auf die Harzvergletscherung besonders interessierende Ergebnis findet eine weitere Bestätigung auch in der großen Schneegrenzdepression am Harz. Aus einer ganzen Reihe von Arbeiten, vornehmlich jenen von F. Machatschek³⁶⁾ 37), F. Klute³⁰⁾ 31) und F. Nußbaum⁴⁰⁾ ist bekannt, daß die Depression der Schneegrenze vom maritimen zum kontinentalen Klima im großen, von der feuchten zur trockenen Gebirgsseite im kleinen abnimmt. Ein Betrag von 1300 m, wie er im Harz gefunden wurde, ist an sich groß und entspricht Werten, wie sie nur für feuchte Regionen festgestellt wurden. Im Rahmen des deutschen Mittelgebirges gehört er zusammen mit dem etwa gleich hohen Betrag für den Schwarzwald zu den größten. Im Riesengebirge wird die Schneegrenzdepression dagegen nicht mehr als 850 bis 900 m betragen haben. So resultiert auch aus diesen Verhältnissen für den Harz ein ozeanisch feuchtes und — entsprechend der Vergletscherung — schneereiches Glazialklima.

Schließlich sei das Verhalten der eiszeitlichen Schneegrenze noch einmal auf einem West-Ost-Profil verfolgt, das von den Britischen Inseln über den Harz zum Riesengebirge führt und Auskunft über die klimagebietliche Zuordnung des Harzes geben kann. Auf den Endpunkten dieses Profils lag die Schneegrenze in SW-Irland in 400 m¹⁴⁾ und im Riesengebirge in 1200 bis 1250 m Höhe, stieg also auf einer Strecke von ca. 1800 km um 850 m an. Hätte sich dieses Ansteigen auf der ganzen Strecke gleichmäßig vollzogen, nämlich mit ca. 47 m auf 100 km, dann würde die Schneegrenze auf der 1400 km langen Strecke bis zum Harz sich um 600 bis 700 m gehoben und den Harz in mehr als 1000 m Höhe berührt haben. Tatsächlich stieg sie aber von Irland bis hier entsprechend der glazialmorphologisch bestimmten Schneegrenzhöhe am Harz nur um 300 m auf die Höhe von 700 m, um dann erst jenseits des Harzes zwischen diesem und dem Riesengebirge sehr viel schneller anzusteigen. Obgleich viel weiter vom atlantischen Gestade entfernt als vom Riesengebirge, tendierte also der Harz klimatisch sehr viel stärker zum Westen als zum Osten. Aber wenig östlich von ihm, vielleicht schon an seinem Ostende, mag sich rasch der Übergang von einem mehr maritim zu einem mehr kontinental gefärbten Klima vollzogen haben. Das Profil zeigt also das weitestwärtige Ausgreifen einer glazialmaritimen Klimaprovinz über dem nördlichen Mitteleuropa bis über den Harz hinaus an. Die Zugehörigkeit des Harzes zu ihr gestattet die weitere Annahme, daß der Harz damals wie heute die Hauptmenge seiner Niederschläge aus der atmosphärischen Westströmung und damit aus den über dem nördlichen Mitteleuropa hinziehenden Depressionen bezog. Westliche Winde dürften danach auch hier für die Zeit der Vergletscherung maßgeblich gewesen sein; und vermutlich lag auch damals wie heute das Maximum der Niederschlagsmenge im Winter, was den Schneezuwachs entsprechend begünstigen konnte.

Auf das Klima des Hochglazials geben gleich mehrere klimatisch-morphologische Vorgänge einen Hinweis. Bemerkenswert ist vor allem der Rückgang der Gletscher von ihrem frühglazialen Maximalstand auf den längeren hochglazialen Halt mit Bildung der Moränenbögen im Odertal. Obgleich diesem Rückgang kein großer Schwund am Vergletscherungsareal und auch

keine wesentliche Hebung der Schneegrenze entsprach, macht er doch eine Klimaveränderung im Sinne einer Beeinträchtigung der Gletscherernährung sichtbar. Die Ursachen dafür können ganz verschiedener Art gewesen sein; sie könnten in einer Erhöhung der Temperatur mit gesteigerter Verdunstung und Ablation, ebenso gut in einer weiteren Senkung der Temperatur mit zugleich verminderter Niederschlagsbildung, aber auch in einer Abnahme der Niederschläge allein bestanden haben.

Eine Entscheidung läßt sich auf Grund derjenigen morphologischen Prozesse anbahnen, die gleichzeitig mit dem Rückgang der Gletscher und ihrem hochglazialen Halt eine lebhaftere Intensivierung erfuhren. Es waren das die Bildung der Schwemmschuttfächer, die Bildung der Schutthalde und die Solifluktion, deren Material randlich auf den von den Gletschern im Rückgang freigegebenen Moränen aufgehäuft wurde; und es war ferner der Aufbau des fluviatilen Schotterkörpers der hochglazialen Oberen Niederterrasse. Alle diese Vorgänge zeugen von einer inzwischen wesentlich verstärkten Schuttproduktion und Schutzzufuhr an die Talgründe und damit sowie mit der Scharfkantigkeit des Materials, das sie an den Hängen hervorbrachten und beförderten, auf eine Verstärkung der mechanischen Verwitterung hin, mithin auf eine Änderung der Temperatur einerseits im Sinne weiterer Temperatursenkung und andererseits im Sinne der Vergrößerung der Temperaturschwankungen. In der Entwicklung vom Früh- zum Hochglazial nahm das Klima des Harzraumes also in thermischer Hinsicht offenbar kontinentalere Züge an; und es ist daher naheliegend, gleiches auch mit Bezug auf die Niederschläge anzunehmen und den Rückgang der Gletscher als einen Ausdruck für Niederschlagsverminderung zu werten.

Es wäre aber fraglos zu weit gegangen, wollte man das so veränderte Klima schlechthin als kontinental bezeichnen, es gewissermaßen so etikettieren. Die auch im Hochglazial erhalten gebliebene Vergletscherung bei nur geringem Arealverlust seit dem frühglazialen Hochstand und bei nur geringer Hebung der Schneegrenze von maximal 40 m hält zur Vorsicht an; sie gibt den Hinweis, daß die Veränderung des Klimas nicht einer vollen Kontinentalisierung, sondern nur einer graduellen Verminderung seiner vorher stärkeren maritimen Einsläge entsprach. Auch in dieser Phase des Hochglazials wird man für den Harz noch mit vergleichsweise stärkeren westlichen Wetter- und Klimaeinflüssen rechnen müssen, mit seiner Zugehörigkeit zu einer immer noch glazialmaritimen Klimaprovinz und einer Niederschlagspeisung durch wandernde Depressionen aus dem Westen. So scheint uns auch die Erhaltung hochglazialer Gletscher im Harz eine Bestätigung zu sein für die auf ganz anderen Grundlagen von F. Klute³²⁾ und H. Poser^{49) 50)} vorgenommenen Rekonstruktionen der hochglazialen Luftdruckverteilung und Zyklonenbahnen, wenigstens soweit es den mitteleuropäischen Raum betrifft.

In der Erhaltung der Harzgletscher im Hochglazial und in den daraus abgeleiteten Klimaverhältnissen ist in einer Hinsicht ein negativer Befund enthalten, der kurzer Erwähnung bedarf. Er bezieht sich auf die Rolle, die der glazialen Meeresspiegelsenkung für die Entwicklung des Klimas zugeschrieben worden ist. Diese Meeresspiegelsenkung, die im Frühglazial mit der Bildung der Eiskörper begann und langsam, wenn auch wohl mit Schwankungen, zu ihrem Maximalbetrag von 100 m fortschritt, hat fraglos

eine sich ebenso steigernde Rückwirkung auf das Klima und auch die klimatisch-morphologischen Prozesse gehabt. Sie ist aber ebenso fraglos — und das gerade zeigt das Beispiel der Harzvergletscherung — von vielen Forschern überschätzt worden. Für A. Penck⁴²⁾⁴³⁾, H. Lembké⁴⁴⁾ und andere war sie ein Hauptargument, die Verneinung der Harzvergletscherung zu motivieren und für Norddeutschland ein trocken-kaltes Klima kontinentaler Prägung zu postulieren. Die aufgedeckten Verhältnisse am Harz widersprechen dem. Auch hätte man eher noch als für den Harz für den Böhmer Wald und das Riesengebirge die Einbuße der klimatischen Voraussetzungen zur Eigenvergletscherung erwarten sollen; da sie durch die Meeresspiegelsenkung z.T. in eine noch größere Küstenferne gerückt wurden und dazu damals wie heute im Gegensatz zum Harz gegen die niederschlagbringenden westlichen Winde durch eine Serie von Gebirgszügen abgeschirmt waren. Dennoch behielten auch sie wie der Harz ihre Vergletscherung im Hochglazial. So bringen diese Feststellungen zum Ausdruck, daß der Einfluß der Meeresspiegelsenkung auf das einstige Klima sich doch wohl in viel engeren Grenzen hielt als vielfach angenommen.

Der Wechsel vom Hochglazial zum Spätglazial bezeichnet einen ganz besonders markanten Klimawandel. Der von C. Troll⁶⁵⁾ geäußerte Gedanke, daß sich dieser Wechsel allgemein schnell vollzogen haben müsse, wird auch im Harz bestätigt. Der Rückgang der Gletscher vom hochglazialen Halt bis zu ihrer gänzlichen Auflösung geschah, wie oben schon erwähnt, rasch und offenbar ohne weiteren Zwischenhalt. Auch die Solifluktion, die Blockhaldenbildung und die Bildung der Schwemmschuttfächer müssen im Augenblick, als der Zerfall der Gletscher begann, schon wesentlich zur Ruhe gekommen sein. Ihr Material ist jedenfalls nirgends mehr in nennenswerter Menge auf die in dieser Phase eisfrei gewordene Moräne vorgebaut. Das Spätglazial bietet also mit Bezug auf die morphologischen Vorgänge ein vollständig verändertes Bild dar. Im Gebirge scheinen die morphologisch wirksamen Kräfte trotz der immer noch lückenhaften, waldlosen Vegetation so weit erlahmt, daß es nicht mehr möglich ist, auch nur andeutungsweise einen klimageschichtlich auswertbaren Formenschatz aufzufinden; während im interessanten Gegensatz dazu im Tiefland große äolische Vorgänge weiträumig am Werke sind und sich im Aufbau der Binnendünen und ausgedehnten Binnendünenfelder äußern. So ist auch für die Klärung der klimatischen Verhältnisse dieser Zeit, die sich mit Hilfe der Binnendünen so gut erläutern ließen, aus den Vorgängen im höheren Gebirgsland kein größerer Gewinn zu ziehen. Sie geben nur den sehr allgemeinen Hinweis auf eine wesentliche Milderung der Temperaturverhältnisse und durch die auffallende Ruhe aller Bodenversetzung auch auf eine wahrscheinliche Verminderung der Niederschläge. Der einzige morphologisch aktive Vorgang in der Gebirgsregion ist in dieser Zeit neben der zumindest vermutbaren Ab- und Ausspülung von Feinmaterial an den Hängen die wieder aufgelebte, aber nur schwache Tiefenerosion in den Tälern mit dem Ergebnis der Herausbildung der Unteren Niederterrasse; doch war auch sie nicht Ergebnis und Ausdruck vermehrter Niederschläge, sondern nur veranlaßt durch die Verminderung der Schuttzufuhr an die Flüsse als Folge der Einschränkung oder des Aufhörens der Schuttproduktion und Solifluktion⁵³⁾. Mit den Hinweisen auf verbesserte Temperaturverhältnisse und

auf den Mangel an Niederschlag werden die Erkenntnisse bestätigt, die mit Bezug auf das Klima des Spätglazials an den Binnendünen gewonnen wurden⁵¹⁾⁵²⁾.

Noch weniger als über das Klima des Spätglazials kann der im Harz untersuchte Formschatz Aufschluß geben über das Klima der kurzen Allerödzeit, die pollenanalytisch gut erschlossen ist und Mitteleuropa erstmalig nach der Eiszeit wieder ein Waldkleid gab^{22)16 bis 18)}. Anders steht es wieder hinsichtlich der Jüngerer Tundra- oder Dryaszeit. Es ist im vorigen Kapitel ausgeführt worden, daß in dieser ebenfalls nur relativ kurzen Zeit eines bisher für das nördliche Europa eigentlich nur erst pollenanalytisch nachgewiesenen Klimarückschlags die oberste Höhenstufe des Harzes eine nochmalige Wiederbelebung der Solifluktion und der Bildung asymmetrischer Tälchen erfuhr. Darin dürfte ein Hinweis auf eine so tiefe Temperatursenkung liegen, daß die Höhenstufe des Harzes oberhalb etwa 750 m erneut mit Dauerfrostboden oder mit zumindest jahreszeitlich sehr tiefem Bödenfrost ausgestattet wurde. Diese Schlußfolgerung gewinnt, wie schon angedeutet, an Wahrscheinlichkeit durch die starke Depression der Waldgrenze in dieser Zeit. Sie betrug, gemessen von der heutigen Waldgrenze aus, nach einer Zusammenstellung von F. Firbas¹⁷⁾¹⁹⁾ am Alpennordrand etwa 1000 m, in den Vogesen ca. 900 m und am Harz ca. 850 m.

Auf der Grundlage der Kenntnis der damaligen Höhe der Waldgrenze und der unteren Kote des auf tiefere Bodengefrorenis weisenden Formschatzes im Harz, deren Differenz 600 m beträgt, läßt sich einiges über die Temperaturverhältnisse aussagen. Nimmt man für die Waldgrenze im Harzvorland wie üblich eine mittlere Julitemperatur von 10° an, dann kann für das untere Vorkommen des periglazialen Formschatzes unter Anwendung eines mittleren Reduktionsfaktors von 0,5°/100 m das Julimittel auf 7° bestimmt werden. Beide Werte, verglichen mit den heutigen Julimitteln, bezeichnen für die Hochfläche des Harzes wie für das Harzvorland eine Senkung der mittleren Julitemperatur um 6,5 bis 7,5°. Man könnte diese Deduktionen nach dem kürzlich von H. Poser⁴⁸⁾⁵⁰⁾ fürs Hochglazial gegebenen Beispiel weiterführen und durch Korrelationen zwischen den beiden Höhenstufen auch die Mitteltemperaturen der übrigen Monate errechnen. Überschlägig ist das auch geschehen, was für das Harzvorland ein Januarmittel von -8° und für die Harzhochfläche ein solches von -11° ergab sowie eine Temperatursenkung an beiden Stellen von über 8°; doch soll von weiteren Einzelheiten noch abgesehen werden, da die morphologische Aufhellung der Jüngerer Tundra- oder Dryaszeit noch völlig am Anfang steht. Immerhin bekunden schon diese wenigen angeführten Werte einen so kräftigen Temperaturrückschlag für diese Zeit, daß morphologische Auswirkungen davon auch in den höheren Teilen der übrigen deutschen Mittelgebirge erwartet werden dürfen.

Zusammenfassung

Das in der Literatur sehr widerspruchsvoll erörterte Problem einer pleistozänen Harzvergletscherung wird für die Hochflächen und Täler westlich vom Brockenmassiv erneut untersucht. Die Anwendung moderner Methoden der klimatischen Morphologie auf die Akkumulationsformen in den untersuchten

Tälern (Odertal, Siebertal, Kellwassertal, Radautal), morphometrische Schotter- und Geschiebeanalysen nach A. Cailleux, Texturanalysen auf der Grundlage der Schotter- und Geschiebeeinregelung und der Nachweis von Vorkommen erratischen Materials führen zur Feststellung einer früheren Harzvergletscherung mit dem längsten Gletscher im Odertal. Aus der Beziehung der glazialen Ablagerungen zu den periglazial-fluviatilen Schotterkörpern der Täler (Obere Niederterrasse) ergibt sich ein würmeiszeitliches Alter der Vergletscherung. Die Rekonstruktion der Gletscherstände erlaubt die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze zur Zeit der maximalen Gletscherausdehnung auf ca. 700 m. Der Höchststand der Vereisung lag augenscheinlich im Frühglazial. Aus dem Vereisungsphänomen am Harz werden durch Vergleich mit der würmeiszeitlichen Vergletscherung anderer mitteleuropäischer Gebirge klimageschichtliche Schlußfolgerungen auf ein glazial-maritimes Klima für Nord- und Westdeutschland gezogen. Im frühen Spätglazial kam die Vergletscherung zur Auflösung; gewisse periglaziale Kleinformen jüngeren Alters und eine erneute Senkung der Waldgrenze⁶¹⁾¹⁹⁾ geben jedoch Hinweis auf die Wahrscheinlichkeit, daß die Höhenstufe des Harzes in der Jüngeren Tundrenzeit noch einmal unter den Einfluß eines periglazialen Klimas gelangte.

Literatur

- ¹⁾ Behrmann, W.: Die Oberflächengestaltung des Harzes. — Forschg. z. Dt. Landes- u. Volkskde. 20, 1912, S. 145—245, Stuttgart 1912.
- ²⁾ Bode, A.: Die Moränenlandschaft im Odertal. — Jahrb. Preuß. Geol. Landes-Anst. f. 1905, S. 126—139, Berlin 1908.
- ³⁾ Brusch, M.: Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und Nordafrika. — Diss. Göttingen. Ungedr. (Geograph. Inst. Göttingen). 1948.
- ⁴⁾ Büdel, J.: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. — Naturwiss. 36, S. 105—112 u. 133—139, Heidelberg 1949.
- ⁵⁾ Cailleux, A.: Distinction des galets marins et fluviatiles. — Bull. Soc. Géol. France, Sér. (5) 15, S. 375—404, Paris 1945.
- ⁶⁾ — Granulométrie des formations à galets. — Sess. Extraord. Soc. Belges de Géol. S. 91—114, Gent u. Brüssel 1947 [1947a].
- ⁷⁾ — L'indice d'émoussé: définition et première application. — Comptes rend. som. Soc. Géol. de France, S. 251—252, Paris 1947 [1947b].
- ⁸⁾ — et Bouillet, G.: L'indice d'émoussé des silex. — Ibidem, S. 166f., Paris 1948.
- ⁹⁾ — — L'indice d'émoussé des galets de quartz. — Ibidem, S. 35f., Paris 1949 [1949b].
- ¹⁰⁾ — — L'indice d'émoussé des galets de gneiss. — Ibidem, S. 223f., Paris 1949 [1949b].
- ¹¹⁾ — — L'indice d'émoussé des galets de roches volcaniques compactes. — Ibidem, S. 225f., Paris 1949 [1949c].
- ¹²⁾ Dahlgrün, Erdmannsdorfer, Schriel: Geologischer Führer durch den Harz. — I, Oberharz und Brockengebiet, Berlin 1925.
- ¹³⁾ Drygalski, E. v. u. Machatschek, F.: Gletscherkunde, Wien 1942.
- ¹⁴⁾ Farrington, A.: The glaciation of the Bantry Bay district. — Sci. Proceedings. R. Irish Acad. 21, S. 345—361, Dublin 1936.
- ¹⁵⁾ — The local glaciers of Mount Leinster and Blackstairs Mountain. — Proc. R. Irish Acad. 45, Sec. B, 3, S. 65—71, 1938.
- ¹⁶⁾ Firbas, F.: Vegetationsentwicklung und Klimawandel in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. — Naturwiss. 27, S. 81—89 u. 104—108, 1939.
- ¹⁷⁾ — Über die späteiszeitlichen Verschiebungen der Waldgrenze. — Ibidem 34, S. 114—118, 1947.

- 18) — Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas. I, Jena 1949.
- 19) — The late-glacial vegetation of Central Europe. — *The New Phytologist* **49**, S. 163—173, 1950.
- 20) Gams, H.: Die bisherigen Ergebnisse der Mikrostratigraphie für die Gliederung der letzten Eiszeit und des Jungpaläolithikums in Mittel- und Nordeuropa. *Quartär*, I, S. 75—96, Berlin 1938.
- 21) Gripp, K.: Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — *Abh. Nat. Ver. Hamburg* **22**, Hamburg 1929.
- 22) Gross, H.: Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiet. *Beih. bot. Zentralbl.* **57**, B, S. 167—218, 1937.
- 23) Hövermann, J.: Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. — *Göttinger Geograph. Abh.* **2**, hrg. v. H. Mortensen, Göttingen 1949.
- 24) — Die Oberflächenformen des Harzes. — *Geograph. Rundschau* **2**, S. 208—212, Göttingen 1950.
- 25) — Die diluvialen Terrassen des Oberharzes und seines Vorlandes. Ein Beitrag zur Frage der Harzhebung. — *Pet. Mitt.* S. 121—130, Gotha 1950.
- 26) — u. Poser, H.: Morphometrische und morphologische Schotteranalyse. — *Proc. 3rd Intern. Congress of Sedimentology*, 1951, S. 135—156.
- 27) Kayser, E.: Über Gletschererscheinungen im Harz. — *Verh. Ges. f. Erdkde.* Berlin **8**, S. 345—349, Berlin 1881.
- 28) — Zur Frage der Vergletscherung des Brockengebietes. — *Jb. Preuß. Geol. Landes-Anst. f.* 1890, S. 108—117, Berlin 1892.
- 29) Klebelsberg, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. I, Allgemeiner Teil, Wien 1948; II, Historisch-regionaler Teil, Wien 1949.
- 30) Klute, F.: Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. — *Zeitschr. f. Gletscherkde.* **16**, S. 70—93, Berlin 1928.
- 31) — Verschiebung der Klimagebiete der letzten Eiszeit. — *Herm.-Wagner-Gedächtnisschrift. Pet. Mitt. Erg.-Heft* **209**, S. 166—182, Gotha 1930.
- 32) — Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. — *Geograph. Rundschau* **1**, S. 81—89 u. 121—126, Braunschweig 1949.
- 33) Lembke, H.: Die angebliche Vergletscherung des Harzes zur Eiszeit. — *Ztschr. Ges. f. Erdkde.* Berlin, S. 121—134, Berlin 1936.
- 34) Lossen, K. A.: Mitteilung über eine Brockenbegehung. — *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.* S. 708f., Berlin 1881.
- 35) — u. Wahnschaffe, F.: Beiträge zur Beurteilung der Frage nach einer einstigen Vergletscherung des Brockengebietes. — *Jb. Preuß. Geol. Landes-Anst. f.* 1889, S. 124—136, Berlin 1892.
- 36) Machatschek, F.: Die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze. — *Ztschr. f. Gletscherkde.* **8**, S. 104ff., Berlin 1913/14.
- 37) — Diluviale Hebung und eiszeitliche Schneegrenzdepression. — *Klima-Heft d. Geolog. Rundschau* **34**, S. 327—341, Stuttgart 1944.
- 38) Mainzer, J.: Diluvialmorphologische Probleme des Harzes mit besonderer Berücksichtigung der Vergletscherungsfrage. — Würzburg 1932. — Auch Diss. Hamburg 1932.
- 39) Manley, G.: The snowline in Britain. — *Glaciers and Climate, Geogr. Annaler*, S. 179—193, Stockholm 1949.
- 39a) Mensching, H.: Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Berglande. — *Göttingen Geogr. Abh.* **4**, Göttingen 1950.
- 40) Nußbaum, F.: Die eiszeitliche Schneegrenze in den Pyrenäen. — *Verh. III. Intern. Quartärkonferenz*, Wien 1938.
- 41) Overbeck, F.: Ein spätglaziales Profil von Huxfeld bei Bremen. — *Planta* **37** S. 376—398, Berlin 1949.
- 42) Penck, A.: Europa zur letzten Eiszeit. *Länderkundliche Forschung, Festschrift f. Norbert Krebs.* S. 222—237, Stuttgart 1936.
- 43) — Das Klima der Eiszeit. — *Verh. III. Intern. Quartär-Konferenz*, S.-H. S. 1—14, Wien 1938.
- 44) — Europa im Eiszeitalter. — *Geograph. Zeitschr.* **43**, S. 1—10, Leipzig 1937.
- 45) Poser, H.: Einige Studien zur Morphologie Ostgrönlands. — *Medd. om Grönland* **94**, 5, S. 1—56, Kopenhagen 1932.

- ⁴⁶⁾ — Die Oberflächengestaltung des Meißnergebietes. — Jahrb. Geogr. Ges. Hannover 1932/33, S. 121—177, Hannover 1933.
- ⁴⁷⁾ — Talstudien in Westspitzbergen und Ostgrönland. — Ztschr. f. Gletscherkde. 24, S. 43—98, Berlin 1936.
- ⁴⁸⁾ — Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. — Naturwiss. 34, S. 10—18, Göttingen 1947.
- ⁴⁹⁾ — Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. Ein Beitrag zur Bestimmung des Eiszeitklimas. — Ibidem 34, S. 232 bis 238 u. 262—267, Göttingen 1947.
- ⁵⁰⁾ — Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würm-Eiszeit. — Erdkunde 2, S. 53—68, Bonn 1948.
- ⁵¹⁾ — Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. — Naturwiss. 35, S. 269—276 u. 307—312, Göttingen 1948.
- ⁵²⁾ — Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen. — Erdkunde 4, S. 81 bis 86, Bonn 1950.
- ⁵³⁾ — Die Niederterrassen im Okertal als Klimazeugen. — Abh. Braunschweig. Wiss. Ges. 2, S. 109—122, Braunschweig 1950.
- ⁵⁴⁾ Rathsburg, A.: Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen. — Firgenwald. 5—8, 1932—1935.
- ⁵⁵⁾ Richter, Konr.: Die Bewegungsrichtungen des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. — Ztschr. f. Geschiebeforschg. 8, Berlin 1932.
- ⁵⁶⁾ — Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Moränengebietes. — Abh. a. d. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Greifswald 11, Berlin 1933.
- ⁵⁷⁾ — Gefügestudien im Engebrae, Fondalsbrae und ihren Vorlandsedimenten. — Ztschr. f. Gletscherkde. 24, S. 22—30, Berlin 1936.
- ⁵⁸⁾ — Ergebnisse und Aussichten der Gefügeforschung im pommerschen Diluvium. — Geol. Rundschau 27, S. 196—206, Stuttgart 1936.
- ⁵⁹⁾ Schwarzbach, M.: Das Diluvium Schlesiens. — N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 86, Abt. B, S. 228—230, Stuttgart 1942.
- ⁶⁰⁾ — Das Klima der Vorzeit. Stuttgart 1950.
- ⁶¹⁾ Steinberg, K.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Untereichsfeldes. — Hercynia 3, Halle 1944, S. 529—587.
- ⁶²⁾ Tricart, J. u. Schaeffer, J.: L'indice d'éroussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. — Rev. Géomorphol. Dynamique 1, S. 151—179, Paris 1950.
- ⁶³⁾ Troll, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimat der Erde. — Klimaheft d. Geol. Rundschau 34, S. 545—645, Stuttgart 1944.
- ⁶⁴⁾ — Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. — Erdkunde 1, S. 162—175, Bonn 1947.
- ⁶⁵⁾ — Der subniveale und periglaziale Zyklus der Denudation. — Erdkunde 2, S. 1—21, Bonn 1948.
- ⁶⁶⁾ Viete, G.: Das Problem der allgemeinen Zirkulation im Diluvium. — Ztschr. f. Meteorol. 3, S. 65, Berlin 1949.
- ⁶⁷⁾ — Über die allgemeine atmosphärische Zirkulation während der diluvialen Vereisungsperioden. — Tellus 2, S. 102—115, Stockholm 1950.
- ^{67a)} Wentworth, C.K.: Methods of competing mechanical composition types in sediments. — Bull. Geol. Soc. Amer. 40, S. 771—790, New York 1929.
- ⁶⁸⁾ Woldstedt, P.: Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:1500000, Berlin 1935.
- ⁶⁹⁾ — Bemerkungen zu meiner Geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. — Ztschr. Ges. f. Erdkde., Berlin, S. 282 bis 295, Berlin 1935.
- ⁷⁰⁾ — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, Stuttgart 1950.
- ⁷¹⁾ Zimmermann, K. H.: Über Gletscherspuren im Harz. — N. Jahrb. f. Min. etc., S. 155—159, Stuttgart 1868.
- ⁷²⁾ — Briefl. Mitteilung. — N. Jahrb. f. Min. etc., S. 297—299, Stuttgart 1873.